

UNIVERSITATEA "AL. I. CUZA"
FACULTATEA DE GEOGRAFIE - GEOLOGIE

II - 12. 915

Asistent BUZGAR NICOLAE

MINERALOGIE • PETROGRAFIE



Biblioteca Universității „Al. I. Cuza”

Iași - 1996

12915

UNIVERSITATEA "AL. I. CUZA"
FACULTATEA DE GEOGRAFIE - GEOLOGIE

Asistent BUZGAR NICOLAE

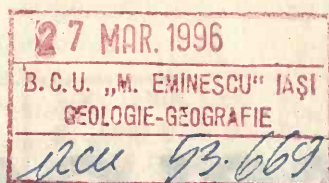
MINERALOGIE PETROGRAFIE



071657
B.C.U. - IASI

Editura Universității «Al. I. Cuza»
IAȘI • 1995

Grafica: Ing. Zvîncă Daniel



Prezentul curs este destinat studenților din anul I al
Facultății de Geografie - Geologie, Știința mediului.
Textul a fost analizat în colectivul Catedrei de
Mineralogie - Geochimie care s-a declarat de acord
cu multiplicarea în actuala redactare.

Cuprins

I. Bazele cristalografice ale mineralogiei	3
Structura cristalină. Rețeaua cristalină a mineralelor	5
Sisteme cristalografice	7
Izomorfism și polimorfism	10
Cristale și poliedre cristaline. Simetria poliedrelor cristaline. Clase de simetrie	11
Asociații de cristale	
II. Mineralogie generală	14
II.1. Proprietăți fizice ale mineralelor	14
Forma și habitusul	14
✗ Clivajul și spărtura	14
Durețea	15
Greutatea specifică	16
Luciul	17
Transparența	18
Culoarea și urma	18
Luminiscenta	19
Proprietăți magnetice	19
✗ Proprietăți electrice	20
✗ Radioactivitatea	21
II.2. Proprietăți optice ale mineralelor	22
II.2.1. Studiul mineralelor cu nicoli paraleli	29
✗ Culoarea și pleocroismul	29
✗ Clivajul și unghiul de clivaj	29
Relieful mineralelor	29
II.2.2. Studiul mineralelor cu nicoli în cruce	30
✗ Izotropia și anizotropia	30
✗ Extincția și unghiul de extincție	30
✗ Culorile de birefringentă și ordinul lor	31
✗ Macțele	31

II.3. Elemente de mineralo-geneză	32
Procese magmatice	32
Procese sedimentare	33
Procese metamorfice	34
III. Mineralogie descriptivă	35
Clasa elementelor native	37
Clasa sulfuri	41
Clasa oxizi și hidroxizi	44
Clasa halogenuri	49
Clasa carbonați	51
Clasa sulfati	54
Clasa fosfați	56
Clasa silicați	57
IV. Procese și roci magmatice	75
IV.1. Procese magmatice	75
IV.2. Roci magmatice	83
V. Procese și roci sedimentare	93
V.1. Procese sedimentare	93
V.2. Roci sedimentare	109
V.3. Bitumene naturale	121
V.4. Cărbunii	125
VI. Procese și roci metamorfice	129
VI.1. Procese metamorfice	129
VI.2. Roci metamorfice	136

I. BAZELE CRISTALOGRAFICE ALE MINERALOGIEI

Orice substanță elementară constă dintr-un mare număr de particule identice numite atomi. Un atom reprezintă cea mai mică particulă individuală care păstrează toate proprietățile unui element chimic dat, avînd diametrul de aproximativ 10^{-10} m. Orice element chimic pur este format dintr-un număr impresionant de mare de atomi identici. De exemplu, un cm^3 de argint pur conține aproximativ $58 \cdot 10^{21}$ atomi; fiecare cm^3 din scoarța Pămîntului conține aproximativ 10000 atomi.

Un atom este format din particule subatomice și mai mici. Principalele particule subatomice sunt protonii (cu sarcină electrică elementară pozitivă), neutronii (neutri din punct de vedere electric) și electronii (cu sarcină electrică elementară negativă). Protonii și neutronii alcătuiesc nucleul atomului iar electronii gravitează în jurul nucleului pe orbite circulare și eliptice, la distanțe predeterminate de la nucleu. Aceste distanțe sunt denumite nivele energetice. Totalitatea orbitelor unui atom formează învelișurile electronice ale celui atom. Dacă învelișurile electronice ale unui atom sunt complet ocupate cu electroni, atunci acel atom este stabil, un exemplu clasic în acest sens constituindu-l gazele rare sau nobile. Atomii cu orbitali incompleți sunt instabili. Pentru a-și completa orbitalii cu electroni și a ajunge la o configurație stabilă, atomii își distribuie sau transferă electroni între ei, realizîndu-se astfel o legătură interatomică. Un atom care pierde sau cîștigă un electron va pierde sau va cîștiga o sarcină elementară negativă. Un atom care are un exces de sarcini elementare, fie pozitive, fie negative, cauzat de transferul electronilor, este numit ion. Cînd sarcina electrică în exces este pozitivă, se numește cation, iar cînd este negativă anion.

Multe substanțe sunt formate din atomi ai aceluiași element chimic, însă cele mai multe sunt formate din atomi ai două sau mai multe elemente chimice, fiind numite compuși chimici. Pentru ca un compus chimic să fie stabil, suma sarcinilor electrice pozitive trebuie să fie egală cu suma sarcinilor electrice negative.

Cea mai mică entitate care păstrează toate proprietățile unui compus chimic se numește moleculă (legături covalente), cristal ionic

(legături ionice), sau cristal metalic (legături metalice). Proprietățile moleculelor sunt în mare măsură diferite de cele ale elementelor chimice constitutive. De exemplu, Na și Cl sunt toxice, dar NaCl este esențială pentru sănătatea omului.

Maniera în care electronii sunt transferați sau distribuiți între atomi determină tipul de legătură interatomică.

Cînd electronii sunt transferați complet de la un tip de atom la alt tip de atom rezultă un cation și un anion. Cei doi ioni pot exista ca entități libere, dar ei sunt supuși unei forțe de atracție electrostatică, între cei doi ioni stabilindu-se o legătură ionică.

Doi atomi, de același tip sau diferiți, avînd orbitalii incompleți, pot schimba între ei electroni înșă prin formare de perechi de electroni comuni (fiecare orbital, pentru a fi complet, are nevoie de doi electroni). În acest caz, termenul de schimb se referă la faptul că electronii aparțin succesiv unuia sau altuia dintre atomi. Orbitalii celor doi atomi se întrepătrund. Legătura stabilită între cei doi atomi se numește covalentă. Cu excepția orbitalului s, ceilalți orbitali au orientare spațială, fapt ce conferă caracter direcțional legăturilor covalente. Ca exemplu menționăm moleculele de apă. Cu cît întrepătrunderea orbitalilor este mai puternică cu atît legătura este mai puternică. Există tipuri diferite de atomi care formează legături atît de puternice încît se comportă ca un singur atom. Datorită acestui fapt, cît și datorită existenței unui surplus de sarcini electrice elementare, o astfel de grupare este numită ion complex. Aceștia se comportă ca un singur ion, formînd compuși, prin legături chimice ionice sau covalente, cu ioni sau atomii altor elemente chimice. Cele mai cunoscute exemple sunt anionii carbonat $[\text{CO}_3]^{2-}$, $[\text{SO}_4]^{2-}$ și silicat $[\text{SiO}_4]^{4-}$.

La metale este întîlnit un tip de legătură specific. Are loc o delocalizare a electronilor periferici (de valență), aceștia migrînd de la un atom la altul prin așa numitele benzi de energie. Acești electroni se repartizează egal, statistic, între toți atomii, avînd o mobilitate ridicată. Aceste legături sunt denumite metalice.

În unele molecule, centrele de greutate ale sarcinilor electrice pozitive și negative nu coincid, molecula comportîndu-se ca un dipol electric. Astfel de dipoli interacționează între ei, legătura stabilită fiind denumită Van der Waals.

Structura cristalină. Rețeaua cristalină a mineralelor

Materia poate exista în una din cele patru stări de agregare: solid, lichid, gaz și plasmă. Apa este un exemplu cunoscut de substanță care există, în condițiile de temperatură și presiune de la suprafața Pământului, în toate cele trei forme de agregare. Dacă în lichide și gaze atomii și moleculele sunt dispuși dezordonat, în aproape toate solidele ei sunt organizați după modele geometrice regulate, numite structuri cristaline. Solidele care au structură cristalină sunt numite cristaline iar cele cu repartizare haotică a particulelor constituente sunt numite amorse. Există și o fază intermediară, mezomorfă, întâlnită la cristale lichide.

Majoritatea mineralelor sunt substanțe solide, cu structură cristalină, mai rar amorfă și foarte puține sunt lichide.

Specific mineralelor cristaline este structura atomică reticulară. Această structură, demonstrată experimental cu ajutorul radiațiilor X, constă în aceea că particulele care compun substanța se aranjează ordonat în spațiu, alcătuiind o rețea cristalină. Ordonarea se face prin repetarea periodică, de-a lungul a trei direcții necoplanare X, Y și Z, a unor unități distinctive: atom, ion monoatomic, grupare ionică sau moleculă neutră electric. Unitatea distinctivă care se repetă periodic în rețea se numește motiv. Motivul poate fi simplu (atomi de C în diamant) sau compus (anionul complex $[\text{CO}_3]^{2-}$, de formă triunghiulară, anionul complex $[\text{SiO}_4]^{4-}$, de forma unui tetraedru, etc.).

Unele rețele prezintă un unic motiv, simplu (diamant) sau compus (gruparea tetraedrică $[\text{SiO}_4]^{4-}$ în cuarț). Alte rețele prezintă două sau mai multe tipuri de motive, de exemplu rețeaua de calcit care are două motive: un motiv compus dat de gruparea ionică $[\text{CO}_3]^{2-}$ și un motiv simplu dat de ionii Ca^{+2} , aproximativ de formă sferică.

Motivele care se repetă echidistant după o direcție din rețea alcătuiesc un șir reticular (fig.1,a). Distanța dintre două motive vecine constituie parametrul sau perioada șirului. Numărul de motive analoage pe unitatea de lungime definește densitatea reticulară a șirului. Prin dispunerea paralelă și echidistantă a șirurilor reticulare se obțin planele reticulare (fig.1,b).

În oricare din planele reticulare, punctele de intersecție dintre două șiruri reticulare se numesc noduri. Prin intersecție, planele reticulare determină o rețea cu ochiuri egale, de forma unui paralelogram (fig.1,c). O

rețea poate conține un număr nedefinit de șiruri reticulare. Cele trei direcții X , Y și Z după care șirurile reticulare au densitate maximă reprezintă axele cristalografice, iar șirurile respective se numesc șiruri reticulare fundamentale. Axele cristalografice se notează cu X , Y , Z sau a , b , c .

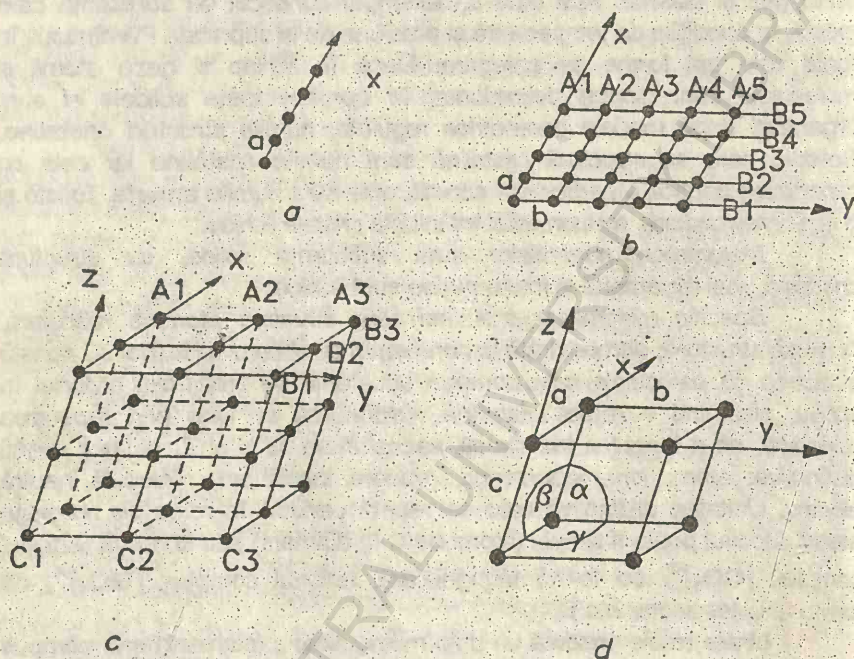


Fig.1 a) șir reticular; b) plan reticular; c) rețea cristalină; d) paralelipiped primitiv; A1,A2...B1,B2...C1,C2... șiruri fundamentale reticulare.

În decursul timpului s-a constatat că anumite minerale, la lovire, se desfac întotdeauna în poliedri cu formă caracteristică pentru mineralele respective. De exemplu, calcitul (CaCO_3) se desface în romboedri, galena (PbS) și sarea gemă (NaCl) în cuburi, etc.

Cel mai mic paralelipiped posibil care redă caracteristicile întregii rețele cristaline se numește paralelipiped primitiv sau elementar; mai este denumit și celulă elementară sau primitivă (fig.1,d). Un paralelipiped elementar este complet definit dacă se cunosc mărimile a , b , c (care reprezintă de fapt parametrii celor trei șiruri reticulare fundamentale) și

unghiurile α , β și γ dintre cele trei axe cristalografice (fig.1,d). Raportul $a:b:c$ se numește raport axial. Relația care cuprinde raportul axial și unghiurile α , β , γ reprezintă relația axială și constituie criteriul unic pentru gruparea cristalelor.

În rețeaua cristalină a mineralelor se întâlnesc toate tipurile de legături interatomice. Rețelele cu un singur tip de legătură sunt numite homeodesmice (rețeaua diamantului) iar cele cu două tipuri de legături sunt numite heterodesmice (rețeaua grafitului). Tipul de legătură existent în rețeaua unui mineral determină anumite proprietăți fizico-chimice ale acelui mineral. De exemplu, mineralele cu legături ionice în rețea sunt solubile în apă (sarea gemă) pe când cele cu legături ionice și covalente, covalente sau metalice sunt insolubile. Duriții foarte mici ale mineralelor denotă dominația legăturilor slabe (Van der Waals) pe când cele foarte mari, dominația sau exclusivitatea legăturilor covalente (diamantul). Metalele se caracterizează prin conductibilitate electrică și termică ridicate, fapt explicabil prin existența acelor benzi electronice sau de conducție care apar în cazul legăturilor metalice.

Sisteme cristalografice

Fiecare relație axială definește o anumită formă de celulă elementară. În lumea minerală sunt cunoscute doar 7 forme de celule elementare. Toate mineralele a căror celulă elementară are aceeași formă constituie un sistem cristalografic. Cunoscându-se 7 forme de celule elementare care sunt definite de 7 relații axiale, este evident faptul că există 7 sisteme cristalografice. Acestea sunt (fig.2):

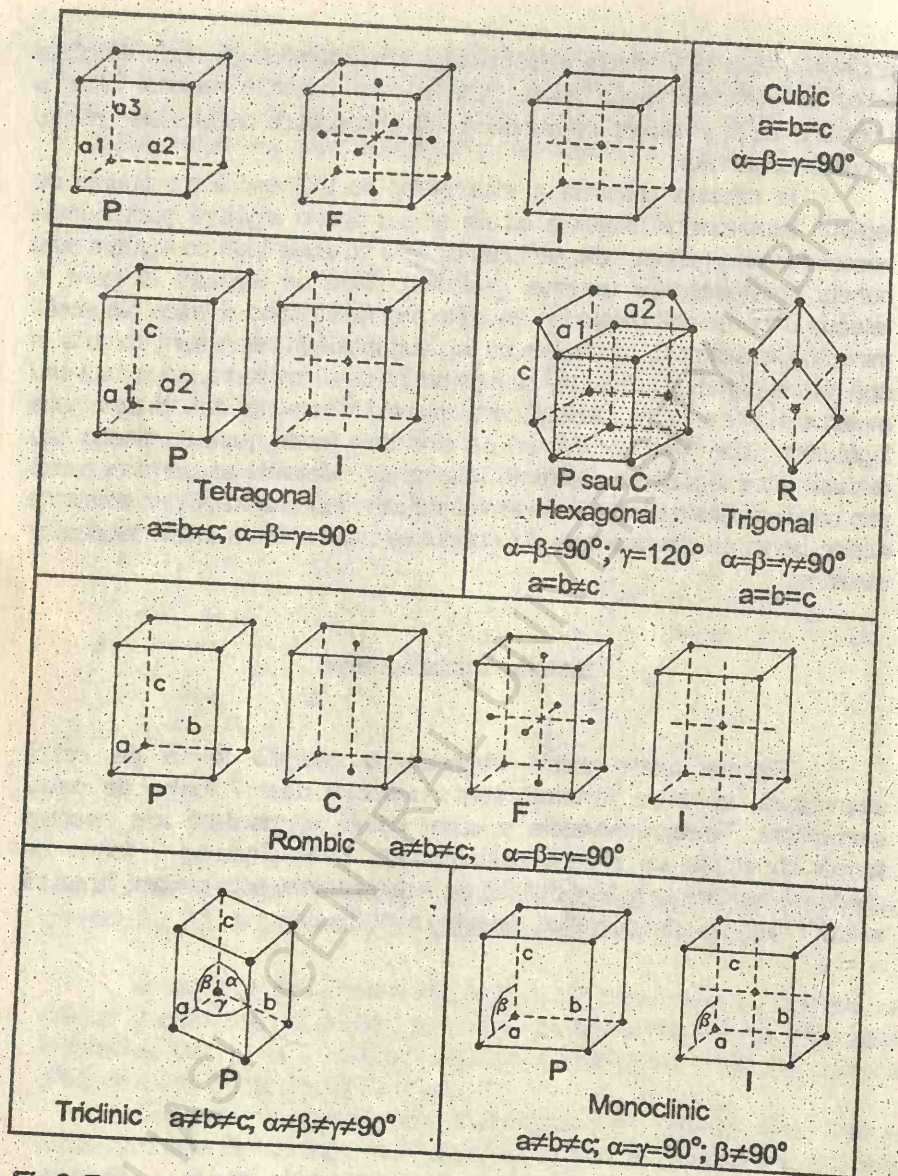


Fig.2 Formele celulelor elementare, relațiile axiale și rețelele Bravais pentru cele șapte sisteme cristalografice.

Sistem cristalografic	Relație axială	Forma celulei elementare
cubic	$a=b=c; \alpha=\beta=\gamma=90^\circ$	cub
tetragonal	$a=b \neq c; \alpha=\beta=\gamma=90^\circ$	prismă pătratică
hexagonal	$a=b \neq c; \alpha=\beta=90^\circ; \gamma=120^\circ$	prismă hexagonală
trigonal (romboedric)	$a=b=c; \alpha=\beta=\gamma \neq 90^\circ$	romboedru
rombic	$a \neq b \neq c; \alpha=\beta=\gamma=90^\circ$	prismă rombică
triclinic	$a \neq b \neq c; \alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$	prismă triclinică (cu baza paralelogram)
monoclinic	$a \neq b \neq c; \alpha=\gamma=90^\circ; \beta \neq 90^\circ$	prismă monoclinică (cu baza dreptunghi)

Mineralele dintr-un anumit sistem cristalografic nu au celule elementare identice ci de aceeași formă, adică relația axială este aceeași, chiar dacă valorile a, b, c sunt diferite. În cadrul fiecărei forme de celulă elementară sunt cunoscute celule elementare care diferă între ele nu numai prin valoarea parametrilor a, b, c , dar și prin distribuția și numărul de noduri care le revin. Acestea definesc așa numitele rețele Bravais. Există 14 rețele Bravais distribuite la cele 7 sisteme cristalografice (fig.2). Numărul maxim de rețele Bravais (14) este impus de simetria rețelelor cristaline.

În cadrul sistemului rombic, de exemplu, există 4 rețele Bravais:

P - rețea rombică simplă sau primitivă;

I - rețea rombică cu volum centrat;

C - rețea rombică cu bazele centrate;

F - rețea rombică cu toate fețele centrate.

Rețele Bravais se pot deduce prin translație, plecând de la o rețea simplă. Se mai numesc și rețele de translație.

izomorfism și polimorfism dată și mai rar cruste. Multe minerale, diferite chimic, au rețele cristaline cu același model spațial și cu motive foarte asemănătoare în ceea ce privește dimensiunea și sarcina electrică. Rețelele se numesc izomorfe, iar mineralele respective tot izomorfe. Două sau mai multe rețele izomorfe dacă vin în contact una cu alta, în anumite condiții de temperatură și presiune și menținute un timp suficient, pot să-și schimbe reciproc motivele prin transfer. În final, una și aceeași rețea va conține motive diferite. O astfel de rețea mixtă se numește soluție cristalină sau cristalosoluție (fig.3).

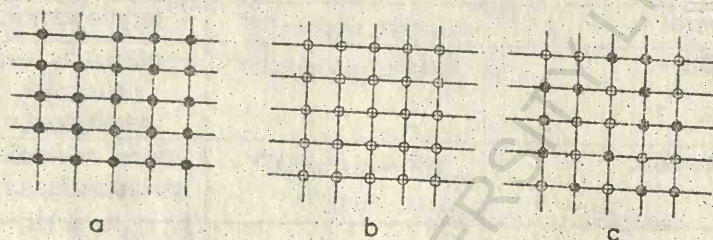


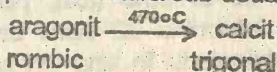
Fig.3 Rețele izomorfe (a și b) și rețea mixtă (c).

Mineralul cu rețea mixtă se numește mineral mixt și poate avea doi sau mai mulți componenți. Dacă aceștia se pot substitui reciproc în orice proporție, atunci mineralul mixt reprezintă o serie izomorfă continuă, extremele seriei fiind componenții în stare pură. Dacă substituția se face numai în anumite proporții, atunci mineralul mixt este o serie izomorfă discontinuă. Foarte multe minerale formează serii izomorfe, atât continui (feldspați plagioclazi, piroxeni, olivine, granați, etc.) cât și discontinui (feldspați alcalini, unele sulfuri, etc.). Mineralele mixte având compoziție chimică variabilă vor avea și numeroase proprietăți variabile, funcție de proporția componenților, cum ar fi densitatea, culoarea, proprietățile optice, etc.

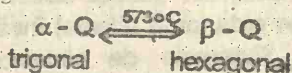
Polimorfismul reprezintă proprietatea mineralelor de a avea rețele cristaline cu motiv spațial diferit în condiții diferite. Substanțele minerale izochimice cu rețele cristaline cu motiv spațial diferit sunt denumite modificății polimorfe. De exemplu, carbonul apare fie cu rețea cubică (diamantul), fie cu rețea hexagonală (grafitul), prezentînd două modificății polimorfe: α -C, respectiv β -C.

Modificațiile polimorfe se pot transforma una în alta la modificarea temperaturii și/sau presiunii între anumite limite. Transformarea se face fără schimbarea stării de agregare, deci în stare solidă.

Aceste transformări pot fi ireversibile sau monotrope și reversibile sau enantiotrope. Un exemplu de transformare ireversibilă sau monotropă îl constituie CaCO_3 care apare în natură sub două forme polimorfe:



Un caz de transformare reversibilă sau enantiotropă este cel al cuarțului:



Transformarea poate decurge într-un sens la modificarea temperaturii și în alt sens la modificarea presiunii. Astfel, la creșterea temperaturii aragonitul trece în calcit iar la creșterea presiunii calcitul trece în aragonit. Întotdeauna creșterea temperaturii va genera modificarea cu parametri reticulari mai mari, iar creșterea presiunii pe cea cu parametri reticulari mai mici.

Cristale și poliedre cristaline. Simetria poliedrelor cristaline. Clase de simetrie

Cristalul reprezintă un corp solid, omogen și cu rețea cristalină unică (pură sau mixtă). El poate fi delimitat de fețe plane, numindu-se poliedru cristalin sau cristal euhedral (idiomorf) sau poate avea o formă oarecare, numindu-se cristal anhedral (xenomorf). Un poliedru cristalin este caracterizat prin 3 elemente: fețe, muchii și colțuri. Poziția unei fețe de cristal față de axele cristalografice este definită de 3 cifre grupate într-o paranteză rotundă. Prima cifră arată poziția feței față de axa X, a doua față de axa Y iar a treia față de axa Z. Dacă cifra este 0 (zero) atunci acea față de cristal este paralelă cu axa cristalografică corespunzătoare cifrei respective. De exemplu, fața (100) este paralelă cu axele Y și Z și intersectează doar axa X; fața (011) este paralelă cu axa X și intersectează axele Y și Z. Cifrele reprezintă indicii fețelor de cristal (indici Miller).

Caracteristica fundamentală comună a poliedrelor cristaline o constituie distribuția, pe baza simetriei geometrice, a celor trei elemente: fețe, muchii, colțuri. Dispunerea simetrică a acestor elemente poate fi pusă în evidență prin trei operații de simetrie: rotație după o axă de simetrie, oglindire după un plan de simetrie și inversiune după un punct de simetrie. Între cele trei elemente de simetrie (axă, plan, centru) există 32 de combinații posibile care determină 32 clase de simetrie. Orice poliedru cristalin se va încadra obligatoriu în una din cele 32 clase de simetrie numite și clase morfologice deoarece ele se referă exclusiv la formele exterioare ale cristalelor. Aceste clase de simetrie se regroupează în 7 sisteme de simetrie. Clasele din același sistem de simetrie au simetrii morfologice diferite (forme exterioare diferite) însă au același tip de celulă reticulară (elementară). Sistemele de simetrie derivă din sistemele cristalografice, având aceeași denumire.

Asociații de cristale

Cristalele solitare sunt rareori întâlnite în natură. De obicei, cristalele naturale se prezintă sub formă de grupuri de cristale de aceeași specie și cu aranjare simetrică. Ca edificii cristaline complexe (asociații cristaline) deosebim:

1. concreșteri (asocieri) paralele;
2. concreșteri simetrice sau macle.

În cazul concreșterilor paralele, diferiții indivizi ai unui mineral se asociază astfel încât toate fețele și muchiile unui individ sunt paralele cu fețele și muchiile corespunzătoare ale celorlalți indivizi. La concreșterile simetrice cristalele se dispun astfel încât anumite plane reticulare să formeze între ele un unghi bine definit. O astfel de asociere cristalină se mai numește și macă. Maciele pot fi simple (se asociază doar două cristale de aceeași specie) și polisintetice (se asociază un număr nelimitat de indivizi cristalini). În cazul maclei polisintetice, indivizii cu număr par au axe cristalografice paralele și orientate diferit de axele cristalografice (tot paralele) ale indivizilor cu număr impar. Cel mai clasic exemplu de mineral macleat polisintetic este cel al plagioclazului.

Dacă asocierea se produce între indivizi de specii diferite, cu dispunerea paralelă a anumitor elemente de simetrie ale unei specii cu

anumite elemente de simetrie ale celeilalte specii, din altă clasă de simetrie sau din alt sistem cristalografic, concreșterile se numesc epitaxiale (concreștere grafică dintre feldspatul potasic, monodclinic, și cuarț, triclinic).

Cristalele se pot prezenta și în asociații neordonate (întîmplătoare). În aceste asociații, poziția relativă a unui individ cristalin față de altul este oarecare. Unele asociații neordonate pot avea un număr foarte mare de cristale, de regulă nepoliedrice, numindu-se agregate cristaline.

II. MINERALOGIE GENERALĂ

II.1. Proprietățile fizice ale mineralelor

Vom descrie numai acele proprietăți fizice care pot fi determinate prin observare directă sau prin teste relativ simple. Ele reprezintă un important criteriu de recunoaștere a mineralelor.

Forma și habitusul

Forma reprezintă aspectul exterior al cristalelor și este funcție de structura sa internă și de condițiile de formare (temperatură, presiune). Forma poate reprezenta un criteriu de identificare doar la poliedrele cristaline. Fiecare mineral, aparținând unui anumit sistem de simetrie, nu va prezenta forme caracteristice altor sisteme de simetrie. De exemplu, cuarțul va prezenta forme caracteristice sistemului trigonal (fețe de bipiramidă trigonală) dar nu va prezenta niciodată forme caracteristice altor sisteme (cub, octaedru, prismă tetragonală, etc.).

Habitusul reprezintă aspectul exterior al unui mineral ca rezultat al dezvoltării izotrope sau anizotrope a unor fețe de cristal. Acesta poate fi:

- izometric; dezvoltarea fețelor este aproximativ egală în toate direcțiile;
- prismatic, columnar, acicular, fibros; dezvoltarea este foarte pronunțată după o direcție;
- tabular, lamelar, foios-solzos; dezvoltarea este foarte pronunțată după două direcții.

Clivajul și spărtura

Clivajul reprezintă proprietatea cristalelor de a se desface după suprafețe mai mult sau mai puțin plane, sub influența unei forțe mecanice de impact sau presiune. Depinde de structura internă a cristalelor și nu are nici o legătură cu forma exterioară, planele de clivaj corespunzând planelor reticulare cu densitate maximă. Funcție de perfecțiunea suprafeței de despicare, clivajul poate avea diferite intensități:

Funcție de perfecțiunea suprafeței de despicare, clivajul poate avea diferite intensități:

- clivaj perfect; suprafețele sunt paralele, netede și se realizează cu ușurință, fiind greu să se obțină altă spărtură decât cea după planul de clivaj (ex. miclele);

- clivaj bun; suprafețele sunt ceva mai neregulate, prezintă luciu sticlos și se realizează cu ușurință (ex. calcitul);

- clivaj distinct; prezintă suprafețe aproape plane dar se realizează mai anevoios și se observă clar și spărtura neregulată (ex. augitul);

- clivaj slab (imperfect); este evidențiat de suprafețe neregulate (ex. apatitul).

Planul de clivaj fiind paralel cu un plan de maximă densitate reticulară, va corespunde unei fețe reale sau posibile a cristalului. De aceea, pe același cristal, pot exista două sau mai multe direcții de clivaj, cu intensități egale sau foarte diferite.

În descrierea unui clivaj vor fi date atât calitatea sa cât și direcția cristalografică sau fața de cristal. De exemplu, miclele au clivaj perfect după (001). Aceasta înseamnă că planele de clivaj sunt paralele cu fața (001) care la rândul ei este paralelă cu axele cristalografice X și Y și perpendiculară pe axa cristalografică Z. Această explicație trebuie reținută deoarece va permite o mai bună înțelegere a unor proprietăți optice ale mineralelor, proprietăți tratate în subcapitolul următor.

Uneori direcția de clivaj este indicată utilizând termeni cum ar fi clivaj cubic (după fețe de cub), octaedric (după fețe de octaedru), dodecaedric, romboidal, prismatic, etc.

Spărtura reprezintă proprietatea cristalelor de a se desface după suprafețe neregulate și fără nici o legătură cu planele reticulare. În general, spărtura este descrisă la minerale cu clivaj slab sau absent. Cele cu clivaj perfect și uneori cele cu clivaj bun prezintă spărtură spatică (termen care indică desfacerea în poliedri; ex. calcitul se desface în romboedri). Spărtura poate fi concoidală (suprafețe curbe), așchioasă, fibroasă sau neregulată.

Duritatea

Reprezintă gradul de rezistență pe care un mineral îl opune acțiunii mecanice de zgîrîiere, șlefuire, sfredelire, penetrare, etc. Această proprietate este funcție de coeziunea particulelor din rețeaua cristalină (tipul de legătură interatomică, etc.). În mineralogie, cea mai uzuală este duritatea

la zgîrîiere, notată cu H. Un număr de zece minerale, cu durități de la 1 la 10, alcătuiesc așa numita scară Mohs a durităților (F. Mohs - mineralog austriac):

1 talc	6 ortodlaz
2 gips	7 cuarț
3 calcit	8 topaz
4 fluorit	9 corindon
5 apatit	10 diamant

În mod practic, mineralele care se zgîrîie cu unghia au duritatea mai mică de 2, cele care se zgîrîie cu un vîrf de oțel au duritatea mai mică de 6, iar cele care zgîrîie sticla au duritatea de la 7 la 10.

Greutatea specifică

Greutatea specifică este o mărime scalară care exprimă raportul dintre masa unei substanțe și masa unui volum egal de apă distilată la 4°C. Astfel, un mineral cu greutatea specifică $G=2$, cîntărește cît două volume de apă, identice cu volumul mineralului. Greutatea specifică a unui mineral este o proprietate importantă în identificarea lui mai ales cînd se studiază cristale sau gemeni, iar utilizarea altor teste de identificare ar putea să le deterioreze.

Greutatea specifică depinde de natura atomilor din care este compus mineralul și de gradul de împachetare al acestora. Astfel, în cazul mineralelor izomorfe la care împachetarea este constantă, acelea cu atomi cu masă atomică mai mare vor avea o greutate specifică mai ridicată. Un exemplu sugestiv este dat de seria carbonaților rombici:

Mineral	Compoziție	Masa atomică a cationilor	Greutate specifică
Aragonit	CaCO_3	40,08	2,95
Stronțianit	SrCO_3	87,62	3,76
Witherit	BaCO_3	137,34	4,29
Ceruzit	PbCO_3	207,19	6,55

În soluțiile solide, greutatea specifică se modifică continuu cu modificarea compoziției chimice. În acest sens menționăm olivina - $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ - care este o soluție continuă între forsterit - MgSiO_4 , cu greutate specifică 3,3 și fayalit - FeSiO_4 , cu greutate specifică 4,4. Prin determinarea greutății specifice a olivinei se pot obține informații privind compoziția chimică (raportul Mg/Fe).

Influența gradului de împachetare a atomilor în rețeaua cristalină asupra greutății specifice este bine ilustrată de modificările polimorfe. De exemplu, diamantul și grafitul, formate numai din atomi de carbon dar cu împachetare diferită (cubic și hexagonal), au greutățile specifice 3,5 și respectiv 2,23.

Greutatea specifică se poate determina prin mai multe metode dintre care menționăm metoda cu picnometru, cu balanța hidrostatică și cu balanța Mohr - Westphal.

Luciul

Luciul poate fi definit ca aspectul general al unui mineral în lumină reflectată. Este funcție de indicele de refracție al mineralului (N), coeficientul de absorbție (K) și de caracterul suprafeței. În funcție de primii doi parametri, luciul poate fi:

- metalic; $N > 3$ sau $N < 1$; K ridicat;
- semimetalic; $2,6 < N < 3$; K mediu;
- adamantin; $1,9 < N < 2,6$; K mic;
- sticios; $1 < N < 1,9$; K mic.

Caracterul suprafeței influențează luciul, independent de indicele de refracție și coeficientul de absorbție. Cele patru categorii de luciul descrise anterior sunt stabilite pe suprafețe plane (fețe de cristal, plane de

divaj). În spărtură neregulată sau concoidală, luciul prezintă aspecte particulare: gras, rășinos, mătăsos, sidefos, mat, etc.

Transparența

Reprezintă capacitatea mineralelor de a transmite lumina. Mineralele pot fi:

- transparente; transmit lumina și prin ele poate fi văzut clar un obiect;
- translucide; transmit lumina dar prin ele nu poate fi văzut un obiect;
- opace; nu transmit lumina (va fi reflectată și absorbită, dar nu transmisă).

Culoarea și urma

Culoarea unui mineral este determinată de absorbția selectivă a unor radiații luminoase monocromatice care constituie lumina albă. Astfel, culoarea roșie purpurie a rubinelor de calitate superioară este determinată de absorbția radiațiilor electromagnetice din domeniul galben - verde (~4800-6000Å) și transmiterea celor din domeniul roșu - oran] (~6000-7000Å) și albastru (~4400-4800Å).

Absorbția selectivă este funcție de structura reticulară și compoziția chimică a mineralului. Mineralele pot fi idiocromatice, culoarea datorându-se absorbției selective a luminii și allocromatice, când culoarea este determinată de prezența unor incluziuni fine în masa mineralului, numite pigmenti cromofori (care la rîndul lor absorb selectiv lumina). De exemplu, corindonul idiocromatic este incolor iar corindonul allocromatic poate fi roșu (rubin - incluziuni de Cr_2O_3), albastru (safir - $\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$), etc.

Unele minerale, datorită alterării, prezintă pe suprafața lor o peliculă fină de produse secundare care determină apariția culorilor de irizație.

La multe minerale culoarea observată nu este cea reală datorită unor fenomene de absorbție - reflexie selectivă. În acest caz, culoarea reală se observă numai la mineralul în stare de pulbere. Această se poate obține prin simpla frecare cu mineralul a unei plăcuțe de porțelan alb. Culoarea pe care o are urma lăsată de mineral pe plăcuța de porțelan se numește culoarea urmei sau urma. Urma poate fi mai deschisă, mai închisă sau complet diferită de culoarea mineralului.

Luminescența

Orice emisie de lumină de către un mineral, dar fără a fi rezultatul direct al incandescenței, este denumită luminescență.

Luminescența se produce sub influența radiațiilor electromagnetice, a presiunii, energiei termice, în timpul dizolvării, cristalizării sau desfășurării unor reacții chimice. Mineralele pot prezenta următoarele tipuri de luminescență:

- fotoluminescența, determinată de radiații X, catodice, UV;
- termoluminescența, determinată de încălzirea mineralului la o temperatură mai mică decât temperatura de incandescență (fluorit, calcit);
- chemoluminescența, determinată de unele reacții chimice (în special cele de oxidare);
- triboluminescența; se manifestă când mineralul este supus unei solicitări mecanice - lovire, zdrobire (fluorit);
- cristaloluminescența; se manifestă în timpul cristalizării unor minerale.

Mineralele fotoluminescente pot fi fluorescente, dacă fenomenul încetează după îndepărtarea sursei de excitare (calcit, rubin, etc.) și fosforescente, dacă fenomenul continuă și după îndepărtarea sursei de excitare (diamant, minerale de uraniu, etc.).

Proprietăți magnetice

În funcție de compoziția chimică și de structură, mineralele sunt :

- diamagnetice; sunt respinse într-un câmp electromagnetic;
- paramagnetice; sunt atrase slab;
- feromagnetice; sunt atrase foarte puternic (magnetit și pirotină);

Mineralele feromagnetice sunt atrase de magnetul natural și deviază acul busolei. Datorită susceptibilității magnetice diferite, mineralele pot fi separate unele de altele cu ajutorul unui electromagnet. Procesul de separare magnetică este standardizat, utilizându-se și la scară industrială.

Magnetul natural este o varietate de magnetit magneto-polar.

Proprietăți electrice

Mineralele pot conduce sau nu curentul electric, în funcție de natura legăturilor interatomice. Mineralele cu legături metalice, cum sunt metalele native, sunt foarte buni conductori electrici, în timp ce unele sulfuri, în care legăturile sunt parțial metalice, sunt semiconductori. Mineralele cu legături ionice și/sau covalente sunt, în general, rău conducătoare de electricitate. Conductivitatea electrică este o proprietate vectorială, depinzând de direcția cristalografică. De exemplu, grafitul este mai bun conductor de electricitate după o direcție perpendiculară pe axa $Z(c)$, decât după direcții paralele sau oblice la aceeași axă.

Piezoelectricitatea este capacitatea unor minerale (substanțe) de a se încălca cu sarcini electrice de semn contrar atunci când sunt supuse unei presiuni exterioare. Fenomenul a fost descoperit prima dată la cuarț de Pierre și Jacques Curie (1881). Fenomenul de piezoelectricitate este obținut numai dacă presiunea exterioară este orientată după o anumită direcție cristalografică (fig.4).

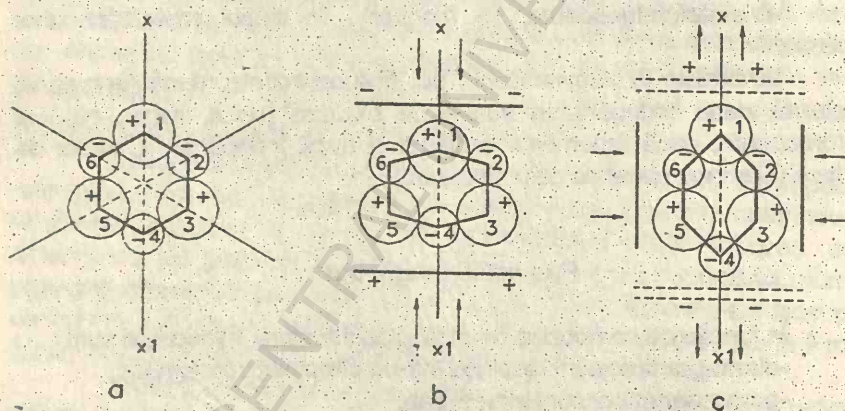


Fig.4 Explicarea structurală a fenomenului de piezoelectricitate:

a - rețeaua ionică a cristalului de cuarț; b - comprimarea rețelei după direcția $X-X_1$; c - întinderea rețelei după aceeași direcție și schimbarea sarcinilor.

Piezoelectricitatea reprezintă proprietatea unor minerale de a se încălca cu sarcini electrice de semn contrar atunci când sunt încălzite (ex. turmalina).

Radioactivitatea

Radioactivitatea naturală reprezintă proprietatea unor elemente chimice de a emite spontan radiații, în urma dezintegrării. Asemenea elemente chimice sunt numite radioactive.

Radioactivitatea se manifestă prin emisie de radiații α (nuclee ale atomilor de heliu), β (electroni) sau γ (radiație electromagnetică asemănătoare radiației Röntgen, dar cu lungime de undă mai mică). Cele mai importante minerale radioactive sunt mineralele de uraniu.

Pentru identificarea unor granule radioactive se folosește radiometrul sau se fac expuneri de lungă durată (ore, zile), utilizând hîrtie sau plăci foto.

II.2. Proprietățile optice ale mineralelor

Proprietățile optice ale mineralelor sunt determinate de maniera în care un cristal (mineral) transmite sau reflectă o rază de lumină, după cum mineralul este transparent sau opac. Aceste proprietăți se studiază cu ajutorul microscopului polarizant.

Pentru a explica toate proprietățile luminii este necesar să se țină cont de cele două teorii: teoria ondulatorie și teoria corpusculară. Pentru a explica proprietățile optice ale cristalelor vom ține cont doar de teoria ondulatorie a luminii. În acest sens, lumina reprezintă o undă electromagnetică caracterizată prin frecvență, lungime de undă, viteză de propagare și amplitudine. Lumina se propagă în linie dreaptă, avînd vectorul electric E (elongația undei într-un punct) perpendicular pe direcția de propagare și orientat - în planul perpendicular pe direcția de propagare - în toate direcțiile (fig.5,a).

Dacă printr-o metodă oarecare putem selecta doar acele unde electromagnetice al căror vector electric E are o singură orientare, obținem lumină plan polarizată (fig.5,b). Dacă vectorul electric E are mai multe orientări, dar nu toate orientările posibile, lumina este parțial polarizată (fig.5,c).

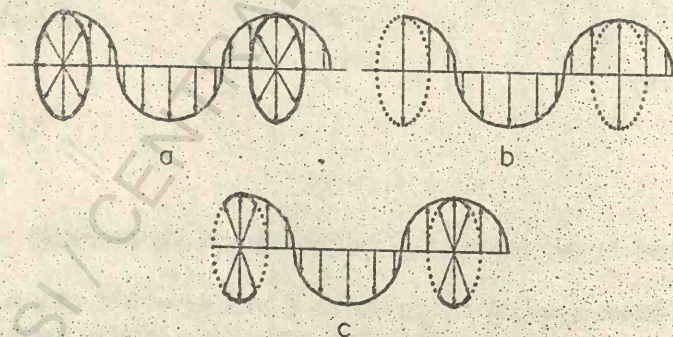


Fig.5 Lumina naturală (a), plan polarizată (b) și parțial polarizată (c).

Materialele sau instrumentele care transformă lumina naturală în lumină plan polarizată se numesc polarizori.

Microscopul polarizant folosește lumină plan polarizată, în calea fascicolului luminos (lumină naturală) fiind interpus un polarizor. Microscopul conține doi polarizori, numiți și nicoli. Mineralul de studiat va fi străbătut de lumină plan polarizată.

Direcția după care vibrează vectorul electric E al razei luminoase la ieșirea din polarizor se numește direcție de vibrație sau de transmisie a polarizorului. În mod obișnuit, al doilea polarizor al microscopului este denumit analizor. Direcția de vibrație a polarizorului este, în mod convențional, N-S și corespunde cu firul reticular N-S al ocularului. Direcția de vibrație a analizorului este E-V.

Nu vom prezenta o schemă a unui microscop (sursă de lumină, măsuță cu preparat, obiectiv, ocular, etc.), considerăm că este cunoscută.

Dacă în drumul fascicolului luminos este interpus numai polarizorul, câmpul microscopului va fi iluminat (fig.6,a). Dacă este interpus și analizorul, există trei situații:

1. - analizorul și polarizorul au direcțiile de transmisie paralele iar lumina plan polarizată va fi transmisă de analizor, câmpul microscopului fiind iluminat (fig.6,b);
2. - analizorul și polarizorul au direcțiile de transmisie perpendiculare, lumina plan polarizată nu va fi transmisă de analizor iar câmpul microscopului va fi întunecat (stins) (fig.6,c);
3. - direcțiile de transmisie sunt oblice una față de alta, situație în care analizorul va transmite doar parțial lumina plan polarizată iar câmpul microscopului va fi iluminat, dar mai slab (fig.6,d).

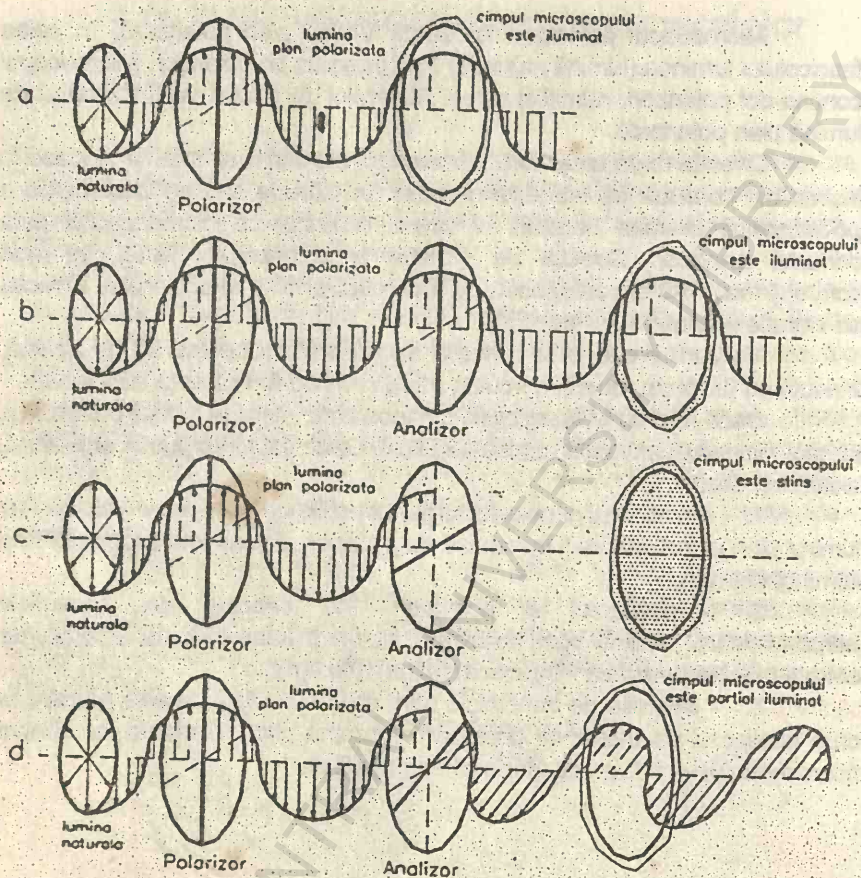
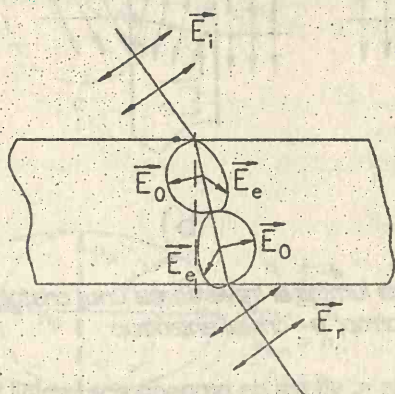


Fig.6 Propagarea luminii prin nicoli; a - un singur nicot; b - nicoli paraleli (N-); c - nicoli în cruce (N+); d - nicoli divers orientați

Studiul mineralelor la microscopul polarizant se efectuează numai când polarizorul și analizorul au direcțiile de transmisie paralele (poziția cu nicoli paraleli - N-) sau perpendiculare (poziția cu nicoli în cruce - N+).

Și acum să vedem modul în care cristalele transmit lumina plan polarizată. O rază de lumină care străbate un cristal va fi descompusă în două raze diferite numite raza ordinară (o) și raza extraordinară (e). Vectorul electric al razei ordinare va vibra în același plan cu vectorul electric

al razei incidente iar vectorul electric al razei extraordinare va vibra într-un plan perpendicular (fig.7).



$$\vec{E}_o \perp \vec{E}_e$$

$$\vec{E}_o \parallel \vec{E}_i$$

Fig.7 Descompunerea luminii la traversarea unui cristal

Pentru mineralele amorphe și cele cristalizate în sistemul cubic, vitezele de propagare ale celor două raze - e și o - sunt egale și de aceeași valoare indiferent de direcție. Pentru mineralele din celelalte sisteme de cristalizare numai raza ordinară are aceeași viteză indiferent de direcție, raza extraordinară avînd viteză mai mare, egală sau mai mică decît viteza razei ordinare, funcție de direcția din cristal (mineral). La ieșirea din cristal, cele două raze vor interfera. Dacă vitezele lor au fost egale, raza rezultantă va fi identică cu raza incidentă (fig.8,a). Vectorul electric al razei rezultante $\vec{E}_r$ va vibra în același plan cu vectorul electric al razei incidente. Deoarece vectorul electric al razei incidente vibrează pe direcția de transmisie a polarizorului, raza rezultantă va fi transmisă sau nu de analizor în funcție de modul de lucru al microscopului - NII sau N+.

Dacă vitezele celor două raze - e și o - sunt diferite, raza rezultantă va fi diferită de cea incidentă și va fi transmisă de analizor doar parțial și selectiv (pentru fiecare lungime de undă viteza razei extraordinare diferă pentru aceeași direcție din cristal) (fig.8,b). Menționăm că viteze diferite înseamnă elongații diferite, deci punctele în care cele două raze au elongații maximă nu mai coincid.

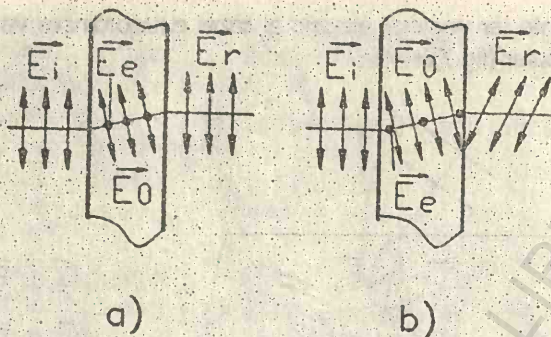


Fig.8 Descompunerea luminii la traversarea unui cristal
a - cristal izotrop; b - cristal anizotrop

Între indicele de refracție n , viteza de propagare a luminii în vid C și viteza de propagare a luminii prin mineral V există următoarea relație:

$$n = C/V$$

Pentru fiecare rază ce străbate cristalul vom avea doi indici și anume n_o pentru raza ordinară și n_e pentru raza extraordinară.

În cazul mineralelor anizotrope, indicele de refracție n_o va avea o valoare maximă, notată cu n_g sau γ , o valoare minimă notată cu n_p sau α și o valoare medie notată cu n_m sau β (β prezintă importanță doar la mineralele biaxe).

Dacă se reprezintă vectorial indicii de refracție, suprafața înfășurătoare a acestor vectori va fi o sferă pentru n_o . Pentru n_e , suprafața înfășurătoare va fi o sferă ($n_o = n_e = \text{constant}$, indiferent de direcție), pentru mineralele amorfie sau cristalizate în sistemul cubic, o elipsă cu două axe (α, γ) pentru mineralele cristalizate în sistemele pătratic, hexagonal și trigonal și o elipsă cu trei axe (α, β, γ) pentru mineralele cristalizate în sistemele rombic, triclinic și monoclinic.

Suprafața înfășurătoare a vectorilor indicilor de refracție se numește indicatrice optică (fig.9).

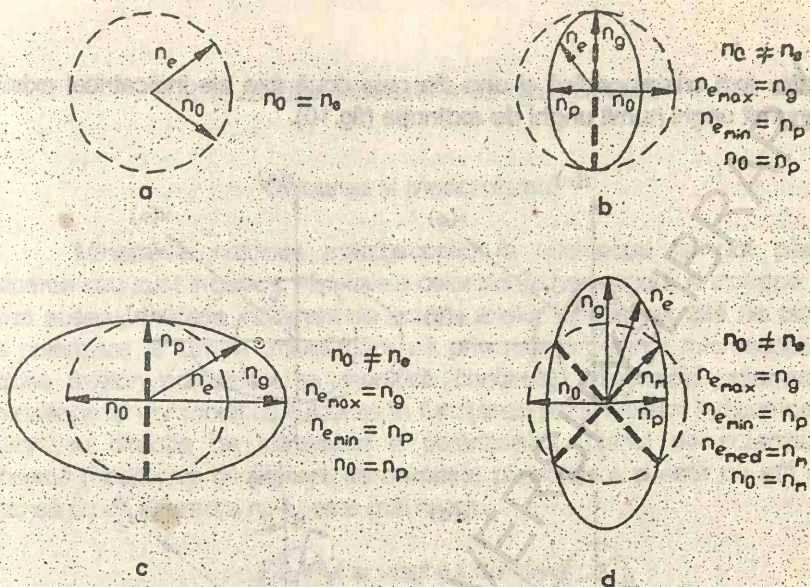


Fig.9 Indicatricea optică la cristale: a - cristale izotrope; b,c - cristale anizotrope uniaxe; d - cristale anizotrope biaxe; linia întreruptă grosă reprezintă axa optică.

Mineralele a căror indicatrice optică este o sferă sunt izotrope iar cele a căror indicatrice optică este o elipsă sunt anizotrope.

La mineralele anizotrope există totuși direcții după care $n_o = n_e$, direcții numite axe optice. Dacă lumina se propagă în lungul acestor axe optice, ea nu va suferi nici o modificare.

Mineralele cu o singură axă optică ($n_g = n_o$ sau $n_p = n_o$) sunt numite minerale uniaxe (pătratic, hexagonal, trigonal) iar cele cu două axe optice ($n_m = n_o$), minerale biaxe (rombic, triclinic, monoclinic) (fig.9). La mineralele uniaxe, axa optică (care coincide cu n_g sau cu n_p) coincide cu axa cristalografică c (sau Z). La mineralele biaxe, axele optice nu mai coincid cu nici una din axele cristalografice. În schimb aici există două situații ce trebuie menționate. La mineralele din sistemul rombic, axa cristalografică c coincide cu axele indicatricei n_g sau n_p (dar nu cu axa n_m aceasta coincidând cu axa optică). La mineralele din sistemele triclinic și monoclinic,

Între axa cristalografică și una din cele două axe ale indicatriei există un anumit unghi numit unghi de extincție (fig.10).

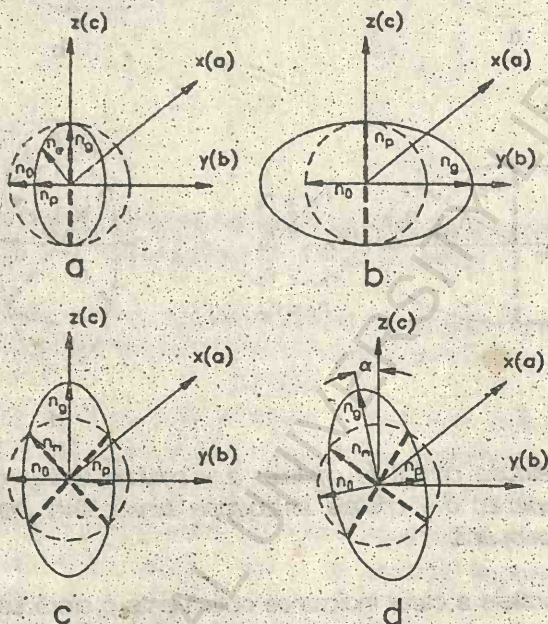


Fig. 10 Orientarea indicatriei optice în raport cu axele cristalografice:
*a, b - minerale uniaxe (pozitive și negative); c - minerale blaxe (sistem
 rombic); d - minerale biaxe (sistem triclinic și monoclinic).*

Valoarea acestui unghi este importantă în identificarea mineralelor și depinde de compoziția chimică și de rețeaua reticulară a mineralelor.

Pentru mineralele opace, studiul se face în lumină reflectată, fenomenele fiind asemănătoare.

11.2.1. Studiul mineralelor cu Nicolii paraleli

Culoarea și pleocroismul

Mineralele colorate macroscopic, la microscop își pot păstra culoarea sau sunt incolore. Mineralele colorate (la microscop) și izotrope vor avea aceeași culoare indiferent de poziția axelor indicatrice față de planul de polarizare al luminii (menționăm că prin rotirea platinei microscopului, poziția axelor indicatrice se modifică continuu). Mineralele colorate și anizotrope își vor modifica culoarea în funcție de poziția axelor indicatrice în raport cu direcția de transmisie a polarizorului (planul de polarizare). Această modificare de culoare se numește pleocroism și este cu atât mai intensă cu cât diferența $n_e - n_o$ este mai mare.

Clivajul și unghiul de clivaj

Clivajul, la microscop, apare sub forma unui sistem de crăpături fine, liniare și paralele, reprezentând intersecția planelor de clivaj cu planul de secționare al mineralului în preparat. Unghiul de clivaj este o mărime caracteristică mineralelor cu clivaj după două sau trei direcții și reprezintă unghiul dintre direcțiile de clivaj într-un plan perpendicular pe planele de clivaj. Valoarea lui este, de multe ori, concludentă pentru identificarea mineralelor.

Relieful mineralelor

Limita dintre două medii cu indici de refracție diferiți este reliefată printr-o linie cu atât mai accentuată cu cât diferența indicilor de refracție este mai mare. Expresia valorică a acestei diferențe reprezintă relieful mineralelor. În studiul mineralelor la microscop, relieful este apreciat în funcție de indicele de refracție al balsamului de Canada. Cu cât un mineral are un indice de refracție mai mic sau mai mare față de indicele de refracție al balsamului de Canada, cu atât el va avea un relief mai ridicat (puternic negativ sau puternic pozitiv), sesizat la microscop prin existența unui contur (limită) al mineralului mai pregnant.

Izotropia și anizotropia

Mineralele izotrope nu modifică planul de polarizare al luminii. Direcția de vibrație a vectorului electric E al luminii la ieșirea din cristal va fi aceeași cu direcția de transmisie a polarizorului, indiferent de poziția axelor cristalografice în raport cu această direcție. Nicolii fiind în cruce, analizorul nu va transmite lumina iar câmpul microscopului va fi stins (el va rămâne stins la rotirea platinei microscopului - extincție permanentă).

Mineralele anizotrope modifică planul de polarizare al luminii. Rotind platina microscopului cu 360° , se rotesc de fapt axele cristalografice (sau axele indicatriei optice) cu 360° . Vor exista 4 poziții în care direcția de vibrație a vectorului electric E al luminii la ieșirea din cristal este aceeași cu direcția de transmisie a polarizorului și perpendiculară pe direcția de transmisie a analizorului. În aceste poziții, câmpul microscopului va fi stins, pozițiile numindu-se poziții de extincție. Una din axele indicatriei optice (n_x sau n_y dar nu n_z) va fi obligatoriu în același plan cu direcția de transmisie a polarizorului (firul reticular N-S). Pozițiile de extincție se succed la 90° . Între două poziții de extincție va exista o poziție de iluminare maximă.

Dacă prin rotire, axa optică a mineralului va rămâne paralelă la direcția de propagare a luminii, extincția va fi permanentă (ca la cristalele izotrope). Această situație este întâlnită atunci când mineralul din preparatul microscopic a fost secționat perpendicular pe axa optică.

Extincția și unghiul de extincție

La mineralele uniace precum și la cele biaxe cristalizate în sistemul rhombic, axele indicatriei optice coincid cu axele cristalografice. La mineralele biaxe cristalizate în sistemele triclinic și monoclinic, axele indicatriei nu mai coincid cu axele cristalografice. Unghiul dintre o axă cristalografică (de regulă axa Z sau c) și o axă a indicatriei optice (n_x sau n_y) se numește unghi de extincție. De exemplu, $c:n_x$ reprezintă unghiul dintre axa cristalografică c sau Z și axa n_x sau y a indicatriei optice.

Dacă unghiul de extincție este zero, mineralul are extincție dreaptă (minerale uniace și minerale biaxe cristalizate în sistemul rhombic); când este diferit de zero, mineralul are extincție simetrică (minerale biaxe cristalizate în sistemul rhombic) sau asimetrică (minerale biaxe cristalizate în

sistemele triclinic sau monoclinic). Valoarea unghiului de extincție este, în multe cazuri, concludentă pentru identificarea mineralelor.

Culorile de birefringență și ordinul lor

Mineralele anizotrope, între două poziții de extincție, prezintă anumite culori caracteristice numite culori de birefringență sau culori de interferență. Aceste culori nu au nimic comun cu culoarea mineralului. Ele apar datorită interferenței razelor de lumină la ieșirea din cristal și depind de poziția axelor indicatrice optice în raport cu direcția de transmisie a polarizorului, de natura mineralului și de grosimea preparatului microscopic (grosimea mineralului sau a cristalului). Fascicolul luminos care pătrunde în cristal este descompus în cele două raze care se propagă cu viteze diferite (excepție în cazul propagării în lungul axei optice). La ieșirea din cristal, între cele două raze există o diferență de drum. Mărimea acestei diferențe de drum reprezintă ordinul culorii de birefringență.

Ordinele I - IV au culori specifice. De la ordinul V în sus apare o nuanță de alb numită alb de ordin superior.

Maclele

Prezența maclelor la minerale este sesizată la microscop în poziția cu Nicol în cruce. Indivizii macelați au axele cristalografice divers orientate, axele indicatricelor optice ale indivizilor macelați fiind și ele diferit orientate. Drept rezultat, indivizii macelați vor prezenta extincție în poziții diferite.

Mineralele mai au o serie de proprietăți optice cum ar fi semnul optic, unghiul 2V, figurile de interferență și altele, însă asupra lor nu ne vom opri deoarece determinarea lor cu microscopul polarizant presupune unele operații mai complicate și utilizarea unor accesorii.

II.3. Elemente de mineralogeneză

Ansamblul condițiilor fizice, chimice și geologice în care se formează mineralele pe cale naturală constituie condițiile de geneză ale mineralelor. Geneza mineralelor este legată de trei procese: magmatice, metamorfice și sedimentare. Formarea unui mineral presupune o trecere dintr-o stare mobilă în una stabilă, solidă și cristalină în general, a unei cantități de substanță în condiții fizico-chimice determinate pentru mineralul respectiv.

Majoritatea mineralelor se formează din soluții naturale lichide sau gazoase iar temperatura, presiunea și concentrația constituie factori determinanți în formarea lor. Multe minerale se pot forma pe seama altor minerale (transformare solid-solid) dar prezența unor faze lichide sau gazoase este obligatorie cu excepția transformărilor polimorfe.

Procese magmatice (endogene)

Magma reprezintă o topitură de silicați (în principal), fiind formată din componenți greu fuzibili (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , etc.) și componenți ușor volatili (H_2O , HF , HCl , SO_2 , CO , CO_2 , O_2 , etc.). Temperatura acestor topituri variază între 700° și 1300°C , în funcție de compoziția chimică și presiune. Prin răcire, silicații trec în stare solidă și cristalină.

Procesul de cristalizare al magmei trece prin următoarele trei stadii: lichid-magmatic, pegmatitic-pneumatolitic și hidrotermal. În stadiul lichid-magmatic ($\sim 1000^\circ\text{--}600^\circ\text{C}$) cristalizează cea mai mare parte din silicați, mai întâi mineralele greu fuzibile (mineralele accesorii cum ar fi cromit, magnetit, ilmenit, titanit, zircon, apatit, apoi minerale melanocrate anhidre ce conțin Mg^{+2} , Fe^{+2} , Fe^{+3} , Ti^{+4} , Ca^{+2} , cum ar fi olivina, piroxenii, plagioclazul bazic), iar apoi mineralele cu puncte de topire mai scăzute (mineralele melanocrate hidroxilate cum sunt amfibolii și miclele, apoi mineralele leucocrate, cum este cuarțul și mineralele ce conțin Na^+ și K^+ , cum sunt plagioclazul acid, feldspații alcalini, etc.). În acest stadiu, cu scăderea temperaturii, compoziția chimică a magmei variază foarte puțin cu toate că peste 90% din minerale cristalizează. Numărul de specii minerale care se formează este determinat de numărul de componente chimice diferite și independente (SiO_2 , Al_2O_3 , etc.) conținute de magmă. Acest fapt

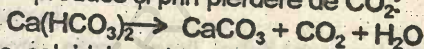
este o consecință mai ales a legii fazelor (Gibbs - Goldschmidt). Natura speciilor minerale care se formează depinde de compoziția chimică a magmei (natura componentilor chimici și concentrația lor).

În stadiul pegmatitic-pneumatolitic ($\sim 600^{\circ}\text{--}500^{\circ}\text{C}$) se produce o trecere de la magmele silicate la soluții reziduale apoase. În acest stadiu, cu scăderea temperaturii, compoziția magmei reziduale variază foarte mult. Continuă să cristalizeze silicații.

În stadiul hidrotermal ($\sim 500^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{C}$) are loc depunerea mineralelor din soluții apoase (pe crăpături sau în goluri, constituind filoane). În acest stadiu, la o diferență mare de temperatură ($\sim 400^{\circ}\text{C}$) are loc o foarte mică variație a compoziției soluțiilor reziduale apoase și se depun cuarț, calcedonie, carbonați, fluorit, oxizi, majoritatea sulfurilor, etc.

Procese sedimentare (exogene)

Mineralele se pot forma și în condiții de hipergeneză (de suprafață), prin precipitare chimică sau biochimică din soluții naturale sau prin alterare chimică, în ultimul caz geneza fiind considerată secundară. Mineralele se pot forma prin precipitare din soluții electrolitice, coloidale sau prin precipitare din ape continentale sau marine. Din electroliti se pot forma minerale în cazul în care aceștia sunt suprasaturați sau când se amestecă două soluții electrolitice care conțin un ion comun. De exemplu, precipitarea sideritului (FeCO_3) sau a calcitului (CaCO_3) în urma unui aport de CO_2 . Precipitarea se poate produce și prin pierdere de CO_2 :



Din soluțiile coloidale, mineralele pot precipita în urma evaporării mediului dispergent, a încălzirii sau răcirii soluției sau prin amestecul a două soluții coloidale care conțin soli cu sarcini electrice opuse.

Prin precipitare din apele continentale sau marine, mineralele se pot forma fie prin precipitare chimică datorită evaporării apei, fie prin precipitare biochimică datorită activității unor organisme. Aproape toate sărurile se formează prin precipitare chimică, în urma evaporării apei. Mineralele precipită în ordinea inversă a solubilității lor.

Formarea mineralelor prin alterare chimică se datorează oxidării, reducerii sau hidratării.

Spre deosebire de mineralele formate prin cristalizare din topituri magmatice sau prin precipitare din soluții apoase, există minerale care se formează într-un mediu solid supus unor transformări impuse de condițiile de temperatură și presiune din interiorul scoarței terestre. Adesea, aceste transformări desfășurate în stare solidă sunt influențate și de prezența unei faze lichide sau gazoase. Mineralele care alcătuiesc mediul solid s-au format în anumite condiții de temperatură, presiune, compoziție chimică, etc. Prin modificarea acestor condiții, ele devin instabile, intră în reacție și rezultă minerale noi, stabile în noile condiții. Toate transformările fizice și chimice pe care le suferă mineralele în stare solidă (și implicit rocile), sub acțiunea factorilor endogeni, reprezintă metamorfismul.

Există minerale care se formează numai prin metamorfism și minerale care se formează și prin metamorfism.

III. MINERALOGIE DESCRIPTIVĂ

Unitatea fundamentală în mineralogie este mineralul, considerat ca specie. Numărul exact al speciilor identificate depinde de definiția adoptată pentru mineral și de interpretarea ei. Cei mai mulți mineralogi consideră ca minerale substanțele anorganice formate pe cale naturală, cu compoziție chimică definită și care sunt solide cristalizate omogen. Această definiție are limite stricte cu care nu toți autorii sunt de acord. În acest sens, gheața este mineral, dar apa nu (solid-lichid) sau, cuarțul este mineral, iar opalul nu (solid cristalizat-solid amorf).

În prezent se acceptă că numărul speciilor minerale este în jur de 2500, numărul varietăților depășind 10000.

Clasificarea modernă a mineralelor are la bază clasificarea bazată pe criteriul chimic, a celebrului chimist suedez Jean Jaques Berzelius (1779-1848). Acest sistem de clasificare grupează mineralele în diviziuni majore sau clase în funcție de natura grupului anionic prezent. Aceste clase sunt următoarele:

- I. Elemente native
- II. Sulfuri și sulfosăruri
- III. Oxizi și hidroxizi
- IV. Halogenuri
- V. Carbonați, nitrați, borați, iodați (grup anionic XO_3)
- VI. Sulfati, cromati, molibdați, wolframați (XO_4)
- VII. Fosfați, arseniați, vanadați (XO_4)
- VIII. Silicați (SiO_4)

Se poate observa că această clasificare, bazată la început numai pe criteriul chimic, este determinată și de structura cristalină.

Fiecare clasă poate fi subdivizată în subclase sau grupe după criteriul chimic sau structural. Astfel, prima clasă se subdivide în două subclase: metale și semimetale-nemetale. Clasa silicaților cuprinde 6 subclase, împărțirea în subclase fiind determinată de modul de legare a tetraedrilor $[\text{SiO}_4]^{4-}$ în rețeaua cristalină. Fiecare subclasă este divizată în grupe. Cele mai multe grupe includ specii minerale cu chimism și structură foarte apropiate (grupa feldspaților, grupa amfibolilor, etc.). În unele cazuri,

grupele includ specii minerale cu similarități paragenetice (grupa feldspatozilor, grupa zeoliților).

Clasa elemente native

În scoarța terestră se află în stare nativă circa 33 elemente chimice, în special metale.

Cupru. Cu. Cubic. Str.: rețea metalică cubică cu fețe centrate.

Habitus: cubic, dodecaedric, rar octaedric. Agregate ramificate, filiforme, dendritice, lamelare.

Culoarea: roșie arămie, în timp în tonuri de negru. Urma: roșie strălucitoare, uneori aproape incoloră. Luciu metalic. Clivaj absent. Spărtura colțuroasă. Maleabil și ductil. $H=2\frac{1}{2}$ -3. $G=8,93$.

Prop.optice: opac, în lumină reflectată roz-alb, izotrop.

Ocurențe: -primar, în roci bazice vulcanice amigdaloidice;

-secundar, în zona de alterare a zăcămintelor de sulfuri cuprifere.

Argint. Ag. Str.: rețea metalică cubică cu fețe centrate.

Habitus: cubic, octaedric. Agregate compacte, dendritice, plăci, foițe, sîmă, mușchi, pepite.

Culoarea alb-argintie, pe suprafețe gălbuie; cu timpul capătă o patină cenușie-neagră. Urma albă, strălucitoare. Luciu metalic. Clivaj absent. Spărtura colțuroasă, așchioasă. Maleabil și ductil. $H=2\frac{1}{2}$ -3. $G=9,6-12$.

Prop.optice: opac, în lumină reflectată alb-argintiu, izotrop.

Ocurențe: -primar, în zăcămintele hidrotermale;

-secundar, în zona de alterare a zăcămintelor de sulfuri argentifere.

Aur. Au. Cubic. Str.: rețea metalică cubică cu fețe centrate.

Habitus: octaedric, cubic, dodecaedric. Agregate granulare, pepite, dendrite, foi, plăci, fire.

Culoarea galben aurie. Urma galbenă. Luciu metalic. Clivaj absent. Spărtura așchioasă, colțuroasă. Maleabil și ductil. $H=2\frac{1}{2}$ -3. $G=19,3$.

Prop.optice: opac, în lumină reflectată galben foarte strălucitor, izotrop.

Ocurențe: -primar, în zăcămintele aurifere;

-secundar, în aluviuni.

Electrum. Aur cu conținut de argint mai mare de 20%.

Platina. Pt. Cubic. Str.: rețea metalică cubică cu fețe centrate.

Habitus: cubic. Granule izolate rotunjite sau pepite.

Culoarea alb-argintie, alb-cenușie de oțel. Urma alb-cenușie de oțel. Luciu metalic. Clivaj absent. Spărtura colțuroasă. Maleabil și ductil. $H=4-4\frac{1}{2}$. $G=14-19$.

Prop.optice: opac, în lumină reflectată alb, alb-cenușiu, izotrop.

Ocurențe: -primar, în roci bazice și ultrabazice (Ilchid- magmatic);
-sedimentar, în aluviuni.

Fier. Fe. Cubic. Str.: rețea metalică cubică cu volum centrat (pentru modificarea α -Fe, stabilă la temperatură normală).

Habitus: foarte rar cristale. Agregate granulare, diseminate; în meteoriti cristale plate, lamelare.

Culoarea cenușie strălucitoare, neagră de fier. Urma cenușie de oțel. Luciu metalic. Clivaj absent. Spărtura colțuroasă. Maleabil. $H=4-5$ (la oțel 6). $G=7,8$. Feromagnetic.

Prop.optice: opac, în lumină reflectată alb, alb-cenușiu, izotrop.

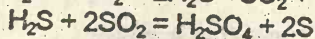
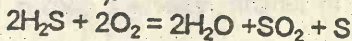
Ocurențe: -primar, foarte rar în roci eruptive bazice;
-secundar, în roci carbonatice.

Sulf. S. Rombic. Str.: rețea moleculară heterodesmică, caracterizată prin legături covalente între atomii moleculei și legături Van der Waals între molecule. Moleculele sunt formate din 8 atomi legați în inele cu lanțurile în zig-zag și cu un unghi de 105° între legături; paralelipipedul elementar conține 16 molecule.

Habitus: bipiramidal, tabular. Agregate masive, reniforme, stalactice, pulverulente.

Culoarea galben-pai, galben-brun; când este impur poate fi cenușiu-verzui, roșietic. Transparent la translucid. Urma alb- gălbuie. Luciu: adamantin pe fețe de clivaj, rășinos sau gras în spărtură. Clivaj imperfect după patru direcții. Spărtura concoidală. $H=1\frac{1}{2}-2$. $G=2-2,1$. Punct de topire: $112,8^\circ\text{C}$. Prin frecare se încarcă cu electricitate negativă.

Ocurențe: -solfatarian, rezultat din emanațiile de H_2S ale vulcanilor inactivi (activitate postvulcanică):



- fumarollan (activitate legată de vulcani activi);
- depunere din izvoare termale;
- secundar, în zona de alterare a zăcămintelor de sulfuri;
- secundar, în roci sedimentare, prin reducerea sulfatilor.

Grupa carbonului

În natură, carbonul ca mineral, se prezintă în două modificări polimorfe importante: β -C sau diamantul și α -C sau grafitul.

Diamant. C. Cubic. Str.: rețea atomică covalentă alcătuită din două rețele cubice cu fețe centrate și întrepătrunse la $\frac{1}{4}$ din diagonală cubului elementar.

Habitus: octaedric, dodecaedric, cubic, rar tetraedric. Fețele de cristal sunt frecvent corodate; pe fețele de cub figurile de coroziune sunt pătratiche iar pe cele de octaedru sunt triunghiulare și dispuse invers.

Culcare: incolor, galben, brun, alb, albastru, oranj, mov, verde, roșu, negru. Transparent sau translucid. Luciu adamantin. Clivaj aproape perfect. $H=10$. $G=3,5-3,53$.

Prezintă fluorescență intensă în UV: albastru sau verde. Unele diamante sunt fosforescente (cele care prezintă fluorescență în albastru). Fosforescența apare și la încălzire (termoluminescență), frecare de postav sau expunere la lumina solară. Prin încălzire își schimbă culoarea. În flacără oxidică arde, fără a lăsa cenușă, la $700^{\circ}-800^{\circ}\text{C}$ (în prealabil devine roșu, apoi puternic fosforescent în albastru). Nu este atacat de reactivi cu excepția azotatului de sodiu și potasiu. Nu se dizolvă în acizi.

Unitatea de măsură este karatul: $1\text{k}=215\text{mg}$.

Ocurențe: -lichid magmatică, în roci bazice și ultrabazice (kimberlite);

-în aluviuni.

Diamante celebre: Cullinan și Eduard VII (3025k), Excelsior (969,5k), Steaua Sudului (254k), Koh i Noor (186k), etc.

Grafit. C. Hexagonal. Str.: rețea atomică covalentă, cu plane de atomi cu aspect hexagonal (fig.15) și cu legături covalente.

Habitus: tabular, hexagonal. Agregate foioase, columnare, granulare, radiare, pămîntoase.

Culoarea cenușie de oțel, neagră. Urma cenușiu strălucitoare, neagră. Luciu metalic, mat la varietățile pămîntoase. Clival perfect. Flexibil dar nu elastic. $H=1-2$. $G=2,1-2,3$. Unsuros la pipăit. Nu este atacat de acid. Termoelectric negativ.

Ocurență: în roci metamorfice, format din materie organică metamorfozată.

Clasa sulfuri

Această clasă include un mare număr de minerale, predominant metalice, cu formula generală A_mX_n în care, atomul mai mare X, poate fi sulf și mai puțin arsen, stibiu, bismut, seleniu sau telur iar atomul mai mic A, poate fi unul sau mai multe metale.

Cele mai multe sulfuri sunt opace și au culori distinctive. Din punct de vedere genetic, sulfurile și majoritatea compușilor similari (arseniuri, stibiuri, seleniuri, etc.) se depun din soluții hidrotermale. Mai pot avea geneză lichid-magmatică, metamorfică sau sedimentară. În mediile sedimentare se formează, de regulă, în medii reducătoare. Caracterul reducător este determinat de prezența H_2S (rezultat în urma descompunerii substanțelor organice și/sau activității unor bacterii).

În contact cu soluțiile apoase bogate în CO_2 , O_2 , etc., aproape toate sulfurile se transformă chimic rezultând sulfati (prii. oxidare) care, fiind ușor solubili în apă, trec ulterior în oxizi, hidroxizi, carbonați, etc.

Majoritatea sulfurilor fiind opace, se studiază în lumină reflectată la microscopul calcografic.

Acantit. Ag_2S . Monoclinic (Argentit, cubic, $179^\circ-586^\circ C$).

Habitus: cubic, octaedric, cristale foarte rar. Agregate arborescente, filiforme, masive.

Culoarea cenușie de plumb. Urma cenușie strălucitoare. Luciu metalic în spărtură proaspătă. Clivaj imperfect. Spărtura concoidală. $H=2-2\frac{1}{2}$. $G=7,2-7,4$.

Prop.optice: opac, în lumină reflectată alb-cenușiu, anizotrop.

Geneza: -primar, hidrotermală în zăcămintele de sulfuri argentifere;
-secundar, în zona de alterare a zăcămintelor de sulfuri argentifere.

Utilizări: minereu de Ag.

Calcocit (Calcozina). Cu_2S . Rombic.

Habitus: tabular. Agregate granulare compacte, foite groase.

Culoarea cenușie-albăstruie strălucitoare, cu timpul devine cenușie închisă, mată. Urma cenușie. Luciu metalic în stare proaspătă, cu timpul devine mat. Clivaj slab. Spărtura concoidală. $H=2\frac{1}{2}-3$. $G=5,5-5,8$.

Prop.optice: opac, în lumină reflectată alb, anizotrop.

Geneza: -primar, hidrotermală în zăcămintele de sulfuri;

-secundar, în zona de alterare a zăcămintelor de sulfuri.
Utilizări minereu de Cu.

Galenit (Galena). PbS . Cubic.

Habitus: cubic, octaedric. Agregate granulare, compacte.

Culoarea cenușie de plumb. Urma cenușie neagră. Luciu metalic strălucitor. Clivaj perfect. $H=2\frac{1}{2}$. $G=7,6$. Spărtura spatică.

Prop.optice: opac, alb (etalon pentru culoarea albă), izotrop.

Geneza -hidrotermală;

-metamorfică;

-sedimentară, în calcare și dolomite.

Utilizări minereu de Pb, uneori minereu de Ag (galena argentiferă).

Sfalerit (Blenda). ZnS . Cubic.

Habitus: tetraedric. Agregate granulare compacte, reniforme, fibroase. Culoarea: brun sau galben-brun, uneori negru, roșu, galben sau chiar incolor (cleiofan). Urma albă sau brună (funcție de conținutul în fier). Clivaj perfect. Spărtura spatică. $H=3-4$. $G=3,9-4,2$. Termoelectric. Unele varietăți prezintă fosforescență (prin frecare) sau triboluminescență (prin lovire).

Prop.optice: semitransparent, în lumină reflectată cenușiu (mineral etalon pentru culoarea cenușie), izotrop.

Geneza identică cu a galenitului.

Utilizări: minereu de Zn, uneori și de Cd.

Calcopirit. $CuFeS_2$. Tetragonai.

Habitus: octaedric, tetraedric. Agregate granulare compacte, colomorf, reniforme. Culoarea galben aurie, galben de alamă cu nuanțe verzui. Luciu metalic. Clivaj imperfect. Spărtura concoidală. $H=3-4$. $G=4,2-4,3$.

Prop.optice: opac, galben strălucitor (etalon pentru culoarea galbenă), anizotropie greu sesizabilă.

Geneza -lichid-magmatică, în roci bazice;

-hidrotermală, în zăcămintele de sulfuri;

-metamorfică;

-sedimentară.

Utilizări minereu de Cu.

Pirit. FeS_2 . Cubic.

Habitus: cubic, octaedric, dodecaedric - pentagonal, pe fețe avînd striatîi caracteristice dispuse perpendicular pe muchii. Agregate granulare, oolitice, radiare, reniforme. Culoarea galben ca alama. Urma neagră-verzuie. Luciu metalic. Clivaj slab după trei direcții. Spărtura concoidală. $H=6-6\frac{1}{2}$. $G=5$.

Prop.optice: opac, galben (mai deschis decît la calcopirit), izotrop.

Geneza: -lichid-magmatică;

-hidrotermală;

-metamorfică;

-sedimentară, în medii reducătoare.

Utilizări: la fabricarea H_2SO_4 .

Silvanit. $(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_2$. Monoclinic.

Habitus: prismatic, tabular, columnar. Culoarea cenușiu - argintie. Urma cenușiu - strălucitoare. Luciu metalic - strălucitor. Clivaj perfect. $H=1\frac{1}{2}-2$. $G=8,16$. $\text{Au}:\text{Ag}=1:1$. Descriș pentru prima dată în lume la Săcărîmb.

Geneza: -hidrotermală, în zăcămintele de sulfuri, telururi, etc.

Utilizări: minereu de Au și Ag.

Krennerit. AuTe_2

Petzit. Ag_3AuTe_2

Molibdenit. MoS_2 ; minereu de Mo (Băița Bihorului).

Stibina. Sb_2S_3 ; minereu de Sb.

Cinabru. HgS ; minereu de Hg (Sîntimbru, jud. Harghita).

Toate sulfurile descrise se găsesc în diverse zăcămintele de sulfuri de origine hidrotermală, legate de mari corpuri de roci magmatice plutonice sau vulcanice. În acest sens menționăm zăcămintele din Munții Apuseni (Brad, Săcărîmb, Bucium, Roșia Montană, Zlatna, Stănița, Baia de Arieș, etc.) și din regiunea Baia Mare (Herja, Cavnic, Săsar, Băiuț, Ilba, etc.)

Clasa oxizi și hidroxizi

Cuprinde compuși simpli sau multipli ai metalelor și metaloizilor cu oxigenul și hidroxilul. Genetic, majoritatea oxizilor și hidroxizilor se formează la suprafața scoarței prin reacții de oxido - reducere a sulfurilor, carbonaților, sulfatilor și silicaților din roci și minereuri și, în mică măsură, prin cristalizare din magme (doar unii oxizi). Majoritatea oxizilor au durtăți ridicate ($H=6-9$), stabilitate chimică ridicată și solubilitate extrem de redusă. O parte din ei prezintă importanță economică mare.

Cel mai comun dintre toți oxizii este cuarțul - SiO_2 - dar acesta va fi tratat la clasa silicați datorită faptului că structura sa este similară cu structura silicaților.

Oxizii pot fi compuși simpli, cu formula generală X_mO_n sau multipli, cu formula generală $X_mY_nO_p$.

Oxizi

Gheața. H_2O . Trigonal.

$H=1\frac{1}{2}$. $G=0,9175$. Compoziție chimică: $H=11,19\%$, $O=88,81\%$.

Structura: în colțurile paralelipipedului elementar (romboedru) se găsesc molecule de H_2O . Între molecule sunt legături Van der Waals. Prin întrepătrunderea celulelor elementare rezultă unități structurale cu aspect de prismă hexagonală (simetrie pseudohexagonală).

Cuprit. Cu_2O

Periclaz. MgO

Zincit. ZnO

Litarga. PbO

Corindon. Al_2O_3 . Trigonal.

Habitus: columnar, piramidal, tabular, frecvent în mase granulare.

Culoarea: divers colorată, varietățile transparente purtând denumiri specifice:

-leucosafir sau safirul alb - incolor;

-safir - albastru;

-rubin - roșu;

-smaragd - verde;

-topaz oriental - galben;

-ametist oriental - violet.

Sub numele de corindon comun sau corundum sunt cuprinse varietățile semitransparente sau opace, de diverse culori: gri, verzui, roșu, albăstrui. Luciu perlat, adamantin sau sticlos. Clivaj foarte slab după două direcții. Spărtura neregulată sau concoidală. $H=9$ (mineral etalon în scara lui Mohs). $G=3,9-4,1$.

Insolubil în acizi. Prezintă fluorescență în UV.

Masele granulare amestecate cu ilmenit, magnetit, oligist și cuarț sunt denumite emeri sau smirgel. Au duritate mare și sunt folosite în operații de șlefuire.

Corindonul obținut artificial se numește alundum, pe această cale obținându-se și varietățile prețioase (rubin, safir). Pentru industria opto-electronică și pentru laseri se produc monocristale de rubin și safir de puritate foarte ridicată.

Geneza -lichid-magmatică, în roci intermediare bogate în alumina (oxid de aluminiu) și sărace în silice (sienite corindonice, etc.);

-pegmatitică, în pegmatite;

-metamorfică;

-sedimentar, în aluviuni.

La noi în țară, corindon comun se găsește în sienitele de la Ditrău, în bauxitele metamorfozate din Munții Pădurea Craiului și în aluviunile de la Pianu de Jos (jud. Alba).

Hematit. Fe_2O_3 . Trigonal.

Habitus. romboedric, tabular, lamelar. Agregate criptocristaline compacte (ocru - roșu), foioase, reniforme.

Culoarea negru de fier pînă la cenușiu de oțel; în lamele subțiri este roșu intens. Urma roșie - vișinie. Luciu metalic sau semimetalic. Clivaj absent. Spărtura neregulată. $H=6$. $G=5,26$.

Geneza -lichid-magmatică, în roci acide;

-hidrotermală;

-metamorfică;

-sedimentară, de precipitație fizico-chimică

(mediu

oxidant);

-secundar, prin procese de oxidare.

Utilizări. Important minereu de Fe.

Ilmenit. FeTiO_3 . Trigonal.

Habitus. romboedric, tabular, lamelar. Agregate granulare, compacte, diseminări, rozete.

Culoarea neagră de fier. Urma neagră, uneori brună. Luciu metalic în spărtură proaspătă (devine mat cu timpul). $H=5-6$. $G=4,7$.

Geneza -lichid-magmatică, în roci bazice.

Utilizări minereu de titan.

Magnetit. Fe_3O_4 ($\text{Fe}^{+2}\text{Fe}_2^{+3}\text{O}_4^{-2}$). Cubic.

Habitus. octaedric. Agregate granulare compacte sau globule rotunjite (nisip magnetic).

Culoarea negru de oțel. Urma neagră. Luciu metalic. Clivaj bun. Spărtura neregulată. $H=6$. $G=5,17$. Feromagnetic. Magnetul natural este varietatea magnetipolară de magnetit.

Geneza -lichid-magmatică;

-hidrotermală;

-metamorfică;

-sedimentar, în fracțiunea grea.

Utilizări important minereu de Fe; magnet natural.

Cromit. FeCr_2O_4 . Cubic.

Habitus. octaedric. Agregate granulare, masiv.

Culoarea negru de oțel la brun negru. Urma maro închis. Luciu metalic. $H=5\frac{1}{2}$. $G=4,6$.

Geneza -lichid-magmatică, în roci bazice și ultrabazice.

Utilizări minereu de Cr.

Spinel. $\text{R}^{+2}\text{O} \cdot \text{R}_2^{+3}\text{O}_3$. Cubic.

Serie izomorfă între mai mulți termeni:

-magneziospinel (spinel) MgAl_2O_4 ;

-hercinit FeAl_2O_4 ;

-gahnit ZnAl_2O_4 ;

-galaxit MnAl_2O_4 .

Habitus. cubic, octaedric. Agregate granulare compacte.

Culoarea: roșu, albastru, verde, galben, brun, cenușiu, rar incolor. Luciu sticios. Termenii bogați în Mg sunt transparenți. Clivaj slab. Spărtura concoidală. $H=7\frac{1}{2}-8$. $G=3,55-4,62$.

Geneza -lichid-magmatică, în roci bazice;

-metamorfică;

-sedimentar, în aluviuni (în fracțiunea grea).

Utilizări: spinelul nobil ca piatră semiprețioasă (perfect transparent - prezintă fluorescență).

Crisoberil. BeAl_2O_4 . Rombic.

Varietatea verde, perfect transparentă, numită alexandrit, este piatră prețioasă.

Uraninit. UO_2 . Cubic.

Culoarea neagră de smoală. Varietatea amorfă se numește pechblendă.

Utilizări: minereu de U (Băița Bihorului).

Piroluzit. b-MnO_2 . Pătratic.

Habitus: acicular. Agregate radiare, compacte, pulverulente.

Culoarea cenușie - neagră cu nuanță albăstruie. Urma neagră.

Geneza: -sedimentară, de precipitație chimică;

-secundar, în zona de oxidare a zăcămintelor manganiere primare.

Utilizări: minereu de Mn, baterii electrice.

Casiterit. SnO_2

Rutil. TiO_2

Hidroxizi

Minerale bauxitice.

Sunt hidroxizi de Al care apar în bauxită (aceasta reprezentând o rocă sedimentară, uneori metamorfozată, care este formată în principal din hidroxizi de Al și constituie minereu de Al):

-diaspor $\alpha\text{-AlO(OH)}$; rombic;

-boehmit $\gamma\text{-AlO(OH)}$; rombic;

-gibbsit $\gamma\text{-Al(OH)}_3$; monoclinic.

Habitus: tabular, lamelar. Agregate criptocristaline, pisolitice, oolitice, pămîntoase.

Culoarea albă sau gălbuie. Urma albă. $H=6-7$ (diaspor), 3(boehmit, gibbsit). $G=3-3,5$ (diaspor, boehmit), 2,3(gibbsit).

Geneza -sedimentară.

Utilizări minereu de Al.

"Limonit"

goethit $\alpha\text{-FeO} \cdot \text{OH}$ ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$); rombic;

lepidocrocit $\gamma\text{-FeO} \cdot \text{OH}$ ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$); rombic;

limonit $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; amorf coloidal.

Habitus acicular, lamelar (cristale mici). Agregate oolitice, concentrice, reniforme, mamelonare, pulverulente.

Culoarea: roșie (lepidocrocit), brun închis (goethit), galbenă, roșie-brună, brună, neagră (limonit). Urma brun - roșie sau brună - ruginie (limonit). Luciu adamantin (goethit, lepidocrocit), de smoală sau mat (limonit). H=5 (goethit, lepidocrocit). G~4.

Geneza -sedimentară, de precipitație fizico-chimică (minette -minereuri oolitice);

-secundar, în zona de oxidare a zăcămintelor primare de minereu de Fe și Mn sau de minereuri piritoase.

Utilizări minereu de Fe.

"Manganomelane"

Psilomelan. $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; amorf coloidal;

Agregate compacte, concentrice, dendritice, cavernoase, stalactite.

Vad - agregate pămîtoase, pulverulente.

Culoarea neagră. Urma neagră. Luciu semimetalic - mat. H=6 - 1 (vad). G=3,9-4,4.

Geneza -sedimentară, de precipitație fizico - chimică;

-secundar, în zona de oxidare a zăcămintelor primare de minereu de Mn.

Utilizări minereu de Mn.

Clasa halogenuri

Această clasă cuprinde compuși cu legături ionice tipice, determinând proprietăți caracteristice. Din punct de vedere chimic, reprezintă saruri ale acizilor HF, HCl, HB și HI. Există și săruri hidratate și compuși mai complecși, care conțin anioni de OH^- , O^{2-} , SO_4^{2-} și IO_3^- și care sunt numiți compuși oxihalogenați.

Mineralele din această clasă sunt în general incolore, au transparență ridicată, greutate specifică mică, solubilitate foarte ridicată în apă, luciu sticios, proprietăți determinate de legăturile ionice tipice. Compuși halogenați care conțin cationi ai metalelor grele (Cu, Ag, etc.) prezintă rețele cristaline parțial homeopolare (cationii polarizează puternic anionii înconjurători) și au proprietăți fizice diferite: greutatea specifică mare, solubilitate redusă, etc.

Fluorit (Fluorina). CaF_2 . Cubic.

Habitus: izometric, cubic, octaedric. Agregate granulare compacte.

Culoarea: verde, albastru, violet, galben, rar incolor. Luciu sticios.

Transparent. Clivaj perfect. Casant. $H=4$ (mineral etalon în scara lui Mohs). $G=3,2$. Unele varietăți prezintă fluorescență în UV.

Geneza -hidrotermală, ca mineral de gangă în diverse zăcămintele metamorfice;

Utilizări în metalurgie (fondant) și pentru producerea HF.

Sare gemă (Halit). NaCl . Cubic.

Structura rețea ionică simplă formată din două rețele cubice cu fețe centrale, întrepătrunse și decalate cu $\frac{1}{2}$ din latura cubului elementar.

Habitus cubic, octaedric. Agregate compacte, granulare, stalactitice, eflorescențe.

Culoarea albă-cenușie, rar roșie, albastruie, galbenă, incoloră. Când conține substanță organică, este brună pînă la neagră. Luciu sticios. Clivaj perfect. $H=2$. $G=2,2$.

Geneza -sedimentară, de precipitație chimică.

Utilizări ind. alimentară, ind. chimică, pentru prepararea Na metallic.

Silit (Silvina). KCl . Cubic.

Habitus cubic. Agregate granulare.

Culoarea albă, roșie, incolor. Luciu sticlos. Clivaj perfect. $H=2$.
 $G=2$. Gust sărat - amărui neplăcut. Higroscopic.

Geneza - sedimentară, de precipitație chimică.

Utilizări - îngrășământ chimic.

Camalit. $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$. Rombic.

Agregate granulare. Foarte rar cristale.

Culoarea roză, roșie, gălbuie, incolor. Luciu sticlos pînă la gras.

$H=2$. $G=1,6$. Higroscopic.

Geneza - sedimentară, de precipitație chimică.

Utilizări - îngrășământ chimic și prepararea Mg.

Clasa carbonați

În această clasă sunt cuprinse sărurile corespunzătoare acidului carbonic. Cuprinde minerale anhidre, hidroxilite și hidratate. Anionul $[\text{CO}_3]^{2-}$ are forma unui triunghi în centrul căruia se află atomul de carbon iar în vîrfuri atomii de oxigen. Legăturile sunt covalente. Legătura dintre anionul complex $[\text{CO}_3]^{2-}$ și cationi este ionică. Prin dizolvare, grupele $[\text{CO}_3]^{2-}$ nu se descompun.

Carbonații au durițăți cuprinse între 3 și 5 și majoritatea sunt foarte solubili în apă. Se pot forma primar, prin procese hidrotermale sau de precipitație chimică și biochimică și secundar, prin procese de alterare.

Carbonați anhidri

Grupa calcitului (carbonați romboedrici)

Mineralele cele mai importante din această grupă sunt calcitul, sideritul, magnezitul, rodocrozitul, smithsonitul și compușii definiți dubli - dolomitul și ankeritul. Carbonații de Mg, Fe, Mn și Zn formează serii izomorfe continue; cu calcitul formează compușii definiți dubli.

Prezintă clivaj perfect (romboedric), spărtură concoidală și luciu sticios.

Prop.optice: transparenți, incolori, macle polisintetice, culori de birefringență de ordinul III spre IV.

Calcit. CaCO_3 .

Habitus: romboedru, prismă hexagonală, tabular, lamelar, columnar, prismatic. Agregate spatice (cu două sisteme de clivaj), granulare, fibroase, stalactitice, stalacmitice, concentrice.

Culoarea albă, cenușie, galbenă, roșie, brună, incolor. Varietatea incoloră și perfect transparentă se numește spat de Islanda. Urmă albă. Clivaj perfect și slab. Spărtura concoidală, greu de realizat. $H=3$ (mineral etalon în scara lui Mohs). $G=2,71$. Face efervescentă cu acizii. Unele varietăți prezintă fluorescență în UV.

Geneza: -hidrotermală, ca mineral de gangă în diverse zăcăminte;

-metamorfică, în marmore;

-sedimentară, de precipitație chimică și biochimică.

Utilizări spatul de Islanda în ind. optică; marmura ca rocă ornamentală; varietatea comună în ind. materialelor de construcții (piatră de var).

Rodocrozit. MnCO_3 .

Culoarea roz, rar cenușie - brună (prin alterare); minereu de Mn.

Siderit. FeCO_3 ; minereu de Fe.

Magnezit. MgCO_3 ; minereu de Mg.

Smithsonit. ZnCO_3 ; minereu de Zn.

Dolomit. $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Habitus. romboedric. Agregate granulare, compacte.

Culoarea albă, cenușie, uneori gălbuie sau brună. Luciu sticlos. Clivaj perfect (romboedric). $H=3-4$. $G=2,85$. Face efervescență cu HCl numai în pulbere.

Geneza -hidrotermală;

-sedimentară, de precipitație.

Ankerit. $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{CO}_3)_2$

Grupa aragonitului (carbonați rombici)

Mineralele cele mai importante sunt aragonitul, witheritul, strontianitul și ceruzitul. Prezintă habitus prismatic și bipiramidal. Clivaj imperfect.

Aragonit. CaCO_3 .

Agregate radiare, fibroase, stalactitice, pisolitice, cruste.

Culoare albă, cenușie, verzuie, gălbuie, incolor. Luciu sticlos, gras pe spărtură. $H=3-4$. $G=2,9$. Face efervescență cu HCl dar mai slab decât calcitul. Mineral instabil, cu timpul trece în calcit.

Geneza -hidrotermală (inclusiv depuneri din izvoare termale);

-sedimentară, de precipitație chimică și biochimică (în stratul de sifed al unor cochilii de moluște).

Ceruzit. PbCO_3 ; minereu de Pb.

Witherit. BaCO_3 ; otrăvitor.

Stronțianit. SrCO_3 ; prepararea Sr.

Carbonați hidroxiilați

Malachit. $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$. Monoclinic.

Culoare verde. Urma verde deschis. Luciu sticlos, mătășos. $H=4$.

G=4.

Geneza - în zona de oxidație a zăcămintelor de minereuri cuprifere.

Utilizări piatră ornamentală, ind. vopselelor, minereu de Cu.

Azurit. $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$. Monoclinic.

Culoare albastră. Urma albastru deschis.

Geneza, *utilizări* ca la malachit.

Carbonați hidratați

Soda (Natrit). $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Monoclinic.

Agregate granulare, făinoase, eflorescențe, cruste.

Culoarea albă, cenușie, gălbuie, incolor. Luciu sticlos. Solubil în apă. $H=1-1\frac{1}{2}$. $G=1,4$.

Geneza - sedimentară, de precipitație chimică (în lacuri).

Utilizări ind. chimică.

Clasa sulfat

Mineralele din această grupă reprezintă, din punct de vedere chimic, săruri acide, normale, anhidre sau hidratate ale acidului sulfuric. Anionul $[\text{SO}_4]^{2-}$ are forma unui tetraedru cu vîrfurile ocupate de atomii de oxigen, atomul de sulf situîndu-se în centru. Grupările tetraedrice apar întotdeauna izolate spre deosebire de silicați, unde grupările tetraedrice de $[\text{SiO}_4]^{4-}$ pot polimeriza. Prin dizolvare în apă, grupările tetraedrice nu se desfac. Sulfatii au durități mici (max. 3,5). Solubilitatea în apă depinde, ca și la carbonați, de mărimea cationilor: sulfatii cu cationi mici sunt foarte solubili, cei cu cationi mari sunt greu solubili.

Sulfat anhidri

Grupa sulfatilor rombici

Barit (Baritina). BaSO_4

Habitus: tabular, prismatic. Agregate granulare, cryptocristaline, pămîntoase.

Culoarea: galben, brun, cenușiu, roșu, rar verde, albastru sau incolor. Luciu sticlos, sidefos. Clivaj perfect și bun. $H=3-3\frac{1}{2}$. $G=4,48$.

Geneza: -hidrotermală (mineral de gangă în zăcămintele);
-sedimentară, de precipitație chimică.

Anhidrit. CaSO_4

Habitus: prismatic, tabular. Agregate granulare, compacte, fibroase.

Culoarea albă, cenușie, albastruie, roz. Luciu sticlos, sidefos. Clivaj perfect (001), foarte bun (010) și bun (100). $H=3$. $G=2,98$. Casant. Trece ușor în gips prin hidratare.

Geneza: -sedimentară, de precipitație chimică.

Celestina. SrSO_4

Anglezit. PbSO_4

Sulfajii hidratați

Gips. $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Monoclinic.

Habitus: prismatic, tabular. Agregate granulare, compacte, fibroase.

Culoarea: incolor la varietățile transparente, uneori alb, cenușiu, gălbui, brun. Luciu sticios sau sidefos. Clivaj perfect. Macle în "coadă de rândunică" (vîrf de lance). $H=2$ (mineral etalon în scara Mohs). $G=2,3$.

Gipsul în agregate compacte se numește **alabastru**.

Geneza: -sedimentară, de precipitație chimică;
-hidrotermală.

Utilizări: ind. cimentului, fabricarea ipsosului, piatră ornamentală (alabastru).

Calcanțit. $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Triclinic.

Habitus: tabular, prismatic. Agregate stalactitice, reniforme, radiar - fibroase.

Culoarea albastră. Luciu sticios. Clivaj bun. $H=2\frac{1}{2}$. $G=2,2$. Solubil în apă.

Geneza: -secundar, în zona de oxidație a zăcămintelor cuprifere.

Utilizări: minereu de Cu; la stropitul viței de vie se utilizează **calcanțit artificial**.

Melanterit. $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

Kieserit. $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Clasa fosfați

Apatit. $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. Hexagonal.

Habitus: prismatic, columnar, acicular, uneori tabular. Agregate granulare, compacte, radiar - fibroase (în fosforite).

Culoarea albă, verzuie, albăstruie, galbenă, incolor. Luciu sticlos pe fețe, gras în spărtură. Clivaj imperfect. $H=5$ (mineral etalon în scara Mohs). $G=3,2$.

Geneza -lichid-magmatică (mineral accesoriu în aproape toate rocile magmatice).

-pegmatitică;

-sedimentară, în fosforite.

Utilizări îngrășăminte minerale.

Monazit. $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th})\text{PO}_4$. Monoclinic.

Habitus: tabular, prismatic.

Culoarea galbenă, brună, roșie. Urma incoloră, alb - gălbuie. Luciu rășinos. Clivaj perfect și bun. $H=5-5\frac{1}{2}$. $G=4,6-5,4$.

Geneza -lichid-magmatică (constituent accesoriu în roci eruptive acide);

-pegmatitică;

-metamorfică;

-sedimentar, în aluviuni (în fracțiunea grea).

Utilizări sursă de Th și pământuri rare (TR).

Turcoază. $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Culoarea albastră, verde - albăstruie, verde.

Utilizări piatră semiprețioasă.

Clasa silicați

Este cea mai importantă clasă de minerale, cuprinzând aproximativ 25% din speciile minerale cunoscute. Cu puține excepții, toate mineralele ce alcătuiesc rocile sunt silicați, constituind astfel mai bine de 90% din crusta terestră. Predominarea silicaților și alumosilicaților reflectă abundența oxigenului și siliciului și aluminului, care sunt cele mai comune elemente chimice în crusta terestră.

Constituenții principali ai silicaților sunt ionii de oxigen și siliciu, care alcătuiesc unitatea de bază a silicaților - tetraedrul $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Vîrfurile tetraedrului sunt ocupate de anionii mari de oxigen iar cationul de Si, mai mic, este situat în centrul tetraedrului. Legăturile sunt covalente. Fiecare tetraedru are patru sarcini electrice elementare negative necompensate (fiecare anion de oxigen are o sarcină electrică elementară necompensată). Pentru a fi stabilă, gruparea tetraedrică va trebui să - și compenseze surplusul de sarcini electrice negative. Acest lucru se poate realiza în următoarele moduri:

1. Oxigenii tetraedrului formează legături chimice cu diverși cationi: Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Fe^{+3} , Ti^{+3} , etc. în structura mineralelor, grupările tetraedrice apar izolate, iar legăturile dintre ele se realizează prin intermediul cationilor.

2. Cele două sarcini electrice elementare negative ale unui anion de oxigen vor fi compensate de doi cationi de siliciu din doi tetraedri vecini. Asocierea tetraedrilor se face întotdeauna prin vîrfuri și niciodată prin muchii sau fețe. Ceilalți anioni de oxigen își vor compensa sarcinile electrice (fiecare cîte o sarcină electrică) prin legături cu diverși cationi. Structura va fi formată din grupe de tetraedri iar în cazul polimerizării, din lanțuri simple, duble sau rețele plane de tetraedri. Grupele, lanțurile sau rețelele plane de tetraedri sunt legate între ele prin intermediul diverșilor cationi.

3. Tetraedrii se asociază prin toate vîrfurile, structura realizată fiind tridimensională. În acest caz există două situații diferite:

a) În unii tetraedri, Si^{+4} poate fi înlocuit cu Al^{+3} . Deși tetraedrii sunt asociați prin toate vîrfurile, rămîne totuși o sarcină electrică elementară negativă necompensată pentru fiecare tetraedru $[\text{AlO}_4]^{5-}$, formîndu -se astfel legături chimice cu diverși cationi;

b) Toți tetraedrii conțin siliciu și nu rămîn sarcini electrice elementare necompensate. Structura este formată dintr - o rețea

tridimensională de tetraedri $[\text{SiO}_2]^\circ$. Această situație este întâlnită numai la mineralele din grupa bioxidului de siliciu (grupa cuarțului). Din acest motiv, aceste minerale, deși oxizi după chimism, sunt tratate la clasa silcați.

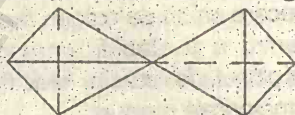
Silicații se clasifică în subclase funcție de modul în care se asociază grupările tetraedrice în rețeaua cristalină:

1. Subclasa nesosilicați

Tetraedrii nu au vîrfuri comune, legătura dintre ei realizîndu-se prin intermediul cationilor (alții decît Si^{4+}). Unitatea structurală este $[\text{SiO}_4]^{4-}$.

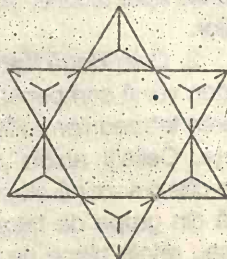
2. Subclasa sorosilicați

Tetraedrii se asociază printr-un singur vîrf (au în comun un singur atom de oxigen). Se realizează grupe de cîte doi tetraedri. Între grupe, legăturile sunt realizate prin intermediul cationilor. Unitatea structurală este $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{4-}$.



3. Subclasa ciclosilicați

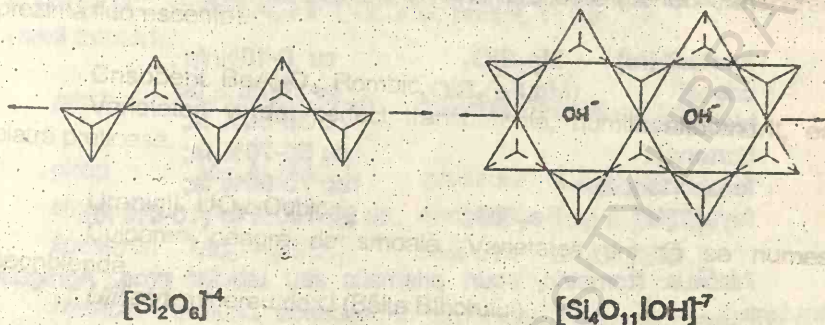
Tetraedrii se asociază prin două vîrfuri, dar fără a polimeriza. Se formează grupe inelare de trei, patru sau șase tetraedri. Între grupe, legăturile sunt realizate prin intermediul cationilor. Cele trei unități structurale sunt: $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$ și $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$.



4. Subclasa inosilicați

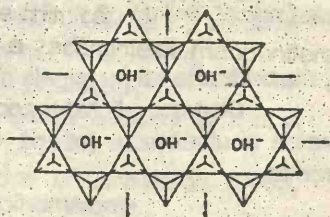
Tetraedrii polimerizează, avînd în comun cîte doi atomi de oxigen (grupa piroxenilor) sau unii cîte doi iar alții cîte trei (alternativ) atomi de oxigen comuni (grupa amfibolilor). În primul caz se formează lanțuri infinite simple de tetraedri $[\text{SiO}_4]^{4-}$ iar în al doilea caz lanțuri infinite duble. Lanțurile infinite duble formează ochiuri hexagonale în interiorul cărora se găsesc grupe OH^- . Legătura între lanțuri se realizează prin intermediul cationilor.

Unitatea structurală pentru piroxeni este $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ iar pentru amfibol $[\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})]^{7-}$.



5. Subclasa filosilicați

Tetraedrii polimerizează, avînd în comun cîte trei atomi de oxigen. Se formează rețele plane cu ochiuri hexagonale în care se găsesc grupe OH^- . Unitatea structurală este $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}(\text{OH})_n^-$.



6. Subclasa tectosilicați

Tetraedrii polimerizează, avînd în comun toți atomii de oxigen. Se formează rețele tridimensionale. Pentru mineralele din grupa cuarțului, unitatea structurală este $[\text{SiO}_2]^0$. Pentru restul mineralelor din această subclasă apar două unități structurale: $[\text{SiO}_2]^0$ și $[\text{AlO}_4]^{5-}$.

Subclasa nesosilicați

Olivine. $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$. Rombic.

Reprezintă o serie izornorfă continuă, cu termenii:

forsterit (fo)	Mg_2SiO_4	cu 0-10% fa;
crisolit	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$	cu 10-30% fa;
hialosiderit	"	cu 30-50% fa;
hortonolit	"	cu 50-70% fa;
ferhortonolit	"	cu 70-90% fa;
fayalit (fa)	Fe_2SiO_4	cu 90-100% fa (10-0% fo).

Habitus izometric, scurt prismatic sau tabular gros. Agregate granulare.

Culoarea: verde măslinie (conținut ridicat în Mg), galbenă, brună (conținut ridicat în Fe), rareori incolor. Luciu sticios, gras pe spărtură. Clivaj imperfect (010). Spărtura concoidală. $H=6\frac{1}{2}$. $G=3,22(\text{fo}) - 4,39(\text{fa})$.

Prop. optice: NII - indivizi cu conture cristalografice, incolor, relief ridicat, linii de clivaj slabe sau inexistente;

N+ -extincție dreaptă, culori de birefringență de ord. II, macle foarte rar cu lamele de macă late și slab definite.

Geneza -lichid-magmatică, fiind constituent principal al rocilor bazice și ultrabazice (olivină + piroxeni + plagioclaz; olivină + piroxeni + cromit;

-metamorfică de contact, în dolomite (forsterit).

Topaz $\text{Al}_2[\text{SiO}_4(\text{OH})_2]$. Rombic.

Habitus scurt prismatic. Cristale frumoase, bine dezvoltate, agregate compacte.

Culoarea: galben, albastru deschis, violet, incolor. Luciu sticios. Clivaj perfect (001). $H=8$ (mineral etalon în scara Mohs). $G=3,6$. Varietățile nobile prezintă fluorescență în UV.

Geneza -pegmatitică;

-metamorfică;

-sedimentar, în aluviuni.

Utilizări varietățile nobile (perfect transparente) ca pietre prețioase.

Granații. $R_3^{+2}R_2^{+3}[\text{SiO}_4]_3$. Cubic.

Mineralele acestui grup sunt ortosilicați în care R^{+2} poate fi Ca, Fe, Mg, și Mn iar R^{+3} poate fi Al, Fe^{+3} , Cr, V și, parțial, Ti, Mn^{+3} și Zr. Formează două serii izomorfe:

piralspite (granați aluminosi)

ugrandite (granați calciici)

pirop $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$

grossular $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$

almandin $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$

andradit $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$

spesartin $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$

uwarovit $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$

Habitus: izometric, dodecaedric romboidal. Agregate granulare și compacte.

Culoarea: roșie - brună la piralspite, verde, roz sau roșie la ugrandite; neagră la varietățile cu Ti; niciodată albaștri. Luciu sticlos. Căvaș foarte slab. Spărtura concoidală - așchioasă. $H=6\frac{1}{2}-7\frac{1}{2}$. $G=3,5-4,3$.

Prop.optice: NII -cristale izometrice euhedrale lipsite de linii de căvaș dar străbătute de numeroase crăpături, incolor sau roz, relief ridicat; N_+ -izotropi dar unii, în special andraditul,

grossularul și uwarovitul pot prezenta birefrință scăzută și made simetice.

Geneza: lichid-magmatică, în roci bazice și ultrabazice (pirop, uwarovit);

-metamorfism regional (piralspite);

-metamorfism de contact (ugrandite);

-sedimentar, în aluviuni.

La prospectarea zăcămintelor aluvionare de diamante se utilizează regula piropului: dacă aluviunile conțin pirop este posibil să conțină și diamante, dacă nu conțin pirop nu conțin nici diamante.

Alți granați:

melanit $\text{Ca}_3(\text{Fe}, \text{Ti})_2[\text{SiO}_4]_3$

goldmanit $\text{Ca}_3\text{V}_2[\text{SiO}_4]_3$

kimzeyit $\text{Ca}_3(\text{Zr}, \text{Ti})_2[\text{Al}_2\text{SiO}_{12}]$

Zircon. $Zr[SiO_4]$. Tetragonal.

Culoarea galbenă, brună. Mineral accesoriu în roci eruptive.

Utilizări varietatea nobilă ca piatră semiprețioasă.

Titanit (Sfen). $CaTi[SiO_4]O$. Monoclinic.

Mineral accesoriu în roci eruptive

Andaluzit. $Al_2[SiO_4]O$. Rombic

Disten. . Triclinic

Sillimanit. . Rombic

Reprezintă alumosilicați specifici rocilor metamorfice. Prezența lor în anumite roci indică anumite condiții de temperatură și presiune (zone mineralogice).

Subclasa sorosilicați

Zoizit. $Ca_2Al_3[Si_2O_7]SiO_4[(OH,O)]$. Rombic.

Habitus prismatic. Agregate granulare sau radiare - frumoase.

Culoarea: cenusie, verzuie, gălbuie. Luciu sticlos. Clivaj perfect (010). Spărtura neregulată. $H=6$. $G=3,3$.

Prop.optice: NII -incolor, linii de clivaj pronunțate, relief ridicat;

N+ -extincție dreaptă, culori de birefrință de ord. I, frecvent anormale (albastru).

Geneza -metamorfică.

Epidot. $Ca_2Al_2(Al,Fe^{+3})[Si_2O_7]SiO_4[(OH,O)]$. Monoclinic.

Habitus prismatic, columnar, rar izometric. Agregate granulare, aciculare, radiare, compacte.

Culoarea verde, verde gălbuie. Luciu sticlos. Clivaj perfect (001) și bun (100). Spărtura concoidală, așchioasă. $H=6-7$. $G=3,3-3,5$.

Geneza -metamorfică.

Beril. $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Hexagonal.

Habitus: hexagonal - prismatic, columnar. Rar agregate compacte.

Culoarea gălbuie, verzuie, incolor. Varietățile perfect transparente sunt pietre prețioase și au denumiri specifice:

smaragd - verde;

aquamarin - albastru.

Luciu sticos. $H=7\frac{1}{2}$ -8. $G=2,7$.

Geneza - pegmatitică;

-sedimentar, în aluviuni.

Turmalin. Trigonal.

$\text{Ca,Na,K}(\text{Mg,Fe,Al,Li,Mn})_3(\text{Fe,Cr,Al})_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}]\text{I}(\text{BO}_3)_3\text{I}(\text{OH,F})_4]$

Habitus: prismatic (cu striări verticale) și acicular, cristale frumoase. Agregate radiare ("soare de turmalină"), rar compacte.

Culoarea funcție de compoziția chimică:

schorlit -negru;

dravit -brun;

indigolit -albastru;

rubelit -roșu;

elbait -verde, galben.

Luciu sticos. Clivaj absent. Spărtura așchioasă, concoidală. $H=7-7\frac{1}{2}$. $G=3-3,2$. Nu se alterează. Piezoelectric.

Prop.optice: Nil -frecvent pleocroism puternic brun - gălbui, verde - gălbui, verde - albastru, uneori abia sesizabil, fără linii de clivaj, relief potrivit;

N_+ -culori de birefrință de ord. II, mineral uniax (secțiunile perpendiculare pe axa cristalografică $c(z)$ prezintă extincție permanentă).

Geneza - pegmatitică;

-metamorfică;

-sedimentar, în aluviuni.

Subclasa inosilicați

1. Piroxeni

Reprezintă un grup de minerale care au structura formată din lanțuri infinite simple de tetraedri $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Unitatea structurală este $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$.

Habitus scurt prismatic. Culoarea verde, gălbuie, brună, neagră (funcție de conținutul în Fe). Clivaj bun după două direcții: (110) și (110); caracteristic pentru piroxeni este unghiul dintre clivaje - $(110) \wedge (110) \sim 87^\circ$ (în secțiunile perpendiculare pe axa cristalografică c, liniile de clivaj alcătuiesc o rețea pseudopătratică). H=5-6. G=3,1-3,5. Luciu sticios. Secțiunile bazale au caracteristic conturul tetragonal sau octogonal. Cristalizează în sistemele rombic și monoclinic.

1.a. Piroxenii rombici

Enstenite. $(\text{Mg,Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Formează o serie izomorfă continuă, cu următorii termeni:

enstatit (en)	$\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	cu 0-10% fs
bronzit	$(\text{Mg,Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	cu 10-30% fs
hipersten	•	cu 30-50% fs
ferohipersten	•	cu 50-70% fs
eulit	•	cu 70-90% fs
ferosilit	$\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	cu 90-100% fs (10-0% en).

Prop.optice: NII -enstatitul incolor, hiperstenul foarte slab pleocroic verde - gălbui, clivaj și contur caracteristice în secțiuni bazale, relief ridicat;

N+ -extincție dreaptă sau simetrică, culori de birefringentă de ord. I (culoarea de interferență maximă este galben până la roșu), rareori maclat.

Geneza -lichid-magmatică, în roci bazice și ultrabazice: hipersten + augit + plagioclaz; hipersten + augit + olivină;

-metamorfică de contact (enstatit).

1.b. Piroxeni monoclinici

Diopsid. $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Culoarea cenușie, gălbuie, verde.

Prop.optice: N+ -culori de birefrință de ord. II, extincție asimetrică (37° - 43°).

Geneza -lichid-magmatică, în roci bazice și ultrabazice;
-metamorfică de contact: diopsid + granat.

Hedenbergit. $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Formează serie izomorfă cu diopsidul. Culoarea verde - negricioasă, neagră.

Prop.optice: N+ -extincție asimetrică.

Geneza -metamorfică de contact: hedenbergit + granat + actinot.

Augit. $(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mg})(\text{Al}, \text{Fe}^{+3}, \text{Ti}) [(\text{Al}, \text{Si})\text{SiO}_6]$.

Culoarea verde - negricioasă, neagră.

Prop.optice: N+ -extincție asimetrică.

Geneza -lichid-magmatică, în roci intermediare, bazice și ultrabazice.

1.c. Piroxeni alcalini (monoclinici)

Egirin. $\text{NaFe}^{+3}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Culoare: negru - verzui, verde închis.

Prop.optice: Nil -pleocroism intens verde - gălbui, relief mai ridicat;

N+ -culori de birefrință de ord. III, frecvent mascate de culoarea proprie, extincție asimetrică.

Geneza -în roci eruptive alcaline: granite alcaline, sienite alcaline, trahite alcaline, sienite nefelinice, fonolite.

Spodumen. $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Culoarea albă - cenușie, verzuie, gălbuie, violetă (kunzit).

Geneza -pegmatitică (uneori cristale de ordinul metrilor).

Utilizări: prepararea Li; kunzitul - piatră prețioasă.

2. Amfiboli

Au structura formată din lanțuri infinite duble de tetraedri $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{4-}$, cu ochiuri hexagonale, formate prin alăturarea a două lanțuri simple legate din doi în doi tetraedri printr-un al treilea atom de oxigen comun. În ochiurile hexagonale se așează totdeauna grupe OH^- . Unitatea structurală este $[\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})]^{2-}$.

Habitus lung prismatic, fibros. Culoarea alb cenușie, brună, verde, verde - neagră. Luciu sticlos. Clivaj perfect după două direcții: (110) și (110); caracteristic pentru amfiboli este unghiul dintre clivaje - $(110) \wedge (110) = 56^\circ$ și 124° (în secțiunile perpendiculare pe axa cristalografică c, liniile de clivaj alcătuiesc o rețea rombică). $H=5-6$. $G=2,9-3,5$. Secțiunile bazale au caracteristic conturul pseudoheptagonal. Cristalizează în sistemele rombic și monoclinic.

2.a. Amfiboli rombici

Antofilit $(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})_2]$

Culoarea brun - verde.

Prop.optice: Nil -incolor;

N^+ -culori de birefrință de ord. I spre II, extincție

dreaptă.

Geneza -metamorfică regională.

2.b. Amfiboli monoclinici

Tremolit $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})_2]$

Habitus: acicular, lung prismatic. Agregate fibroase, radiare, pîsloase.

Culoarea alb - cenușie, verzuie, foarte rar incolor.

Prop.optice: Nil -incolor;

N^+ -culori de birefrință de ord. I spre II, extincție

asimetrică.

Geneza -metamorfică de contact și regională, în calcare și dolomite.

Actinot (Actinolit). $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}|\text{OH}]_2$.

Habitus: columnar, acicular. Agregate radiare, fibroase (azbest amfibolic).

Culoarea verde ca iarba.

Prop.optice: NII -foarte slab pleocroic verzui - deschis, gălbui - deschis;

N+ -culori de birefrință de ord. I spre II, extincție asimetrică.

Geneza -metamorfică regională.

Hornblenda. $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe}^{+2})_4(\text{Al},\text{Fe}^{+3})[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}|\text{OH}]_2$.

Serie izomorfă continuă între mai mulți termeni.

Habitus: acicular, lung prismatic, uneori cristale de lungimi centimetrice. Agregate radiare, granulare.

Culoarea neagră, neagră-verzuie.

Prop.optice: NII -pleocroism intens galben, verde - gălbui, verde - brun, brun - roșcat, uneori verde - albastrui, relief relativ ridicat;

N+ -culori de birefrință de ord. I spre II, uneori mascate de culoarea proprie, extincție asimetrică, uneori macle.

Geneza: -lichid-magmatică, în aproape toate tipurile de roci eruptive;

-metamorfică regională, în amfibolite.

-metamorfică de contact, în comeene.

2.c. Amfiboli alcalini (monoclinici)

Riebeckit. $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{+2}\text{Fe}_2^{+3}[\text{Si}_4\text{O}_{11}|\text{OH}]_2$.

Culoarea neagră.

Prop.optice: NII -pleocroism intens albastru închis - verzui.

Geneza -în roci eruptive alcaline: granite alcaline, sienite alcaline, trahite alcaline, sienite nefelinice, fonolite.

Subclasa filosilicați

Cuprinde silicați a căror structură este formată din rețele plane de tetraedri $[\text{SiO}_4]^{4-}$.

1. Mice

Sistem monoclinic. Habitus foios. Agregate foioase - solzoase. Clivaj perfect (001). Luciu sticlos. $H=2-3$. $G=2,8-3,2$. Foițele sunt flexibile și elastice.

Muscovit $\text{KAi}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$.

Culoare: incolor - transparent, alb - gălbui.

Prop.optice: Nii -incolor, linii de clivaj dese și pronunțate în secțiuni transversale;

N+ -culori de birefrință de ord. II, extincție dreaptă.

Geneza -lichid-magmatică, în roci eruptive acide;

-pegmatitică;

-metamorfică.

Biotit $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$.

Culoarea neagră, verde - închis.

Prop.optice: Nii -pleocroism intens brun roșcat - galben,verde, linii de clivaj dese și pronunțate în secțiuni transversale;

N+ -culori de birefrință de ord. II, extincție dreaptă.

Geneza -lichid-magmatică;

-pegmatitică;

-metamorfică.

2. Minerale argiloase (monoclinic)

Caolinit $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$.

Habitus: lamelar - hexagonal. Agregate lamelare, solzoase, pămîtoase.

Culoarea albă sau gălbuie. Uneori unsuros la pipăit. În prezența apei devine plastic. $G=2,6$.

Geneza -sedimentară, în argile;

-metamorfică hidrotermală, format pe seama unor roci efuzive acide.

Utilizări: ceramică, industria hîrtiei.

Illit. $\text{KA}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Agregate fin solzoase, lamelare, foioase, de dimensiuni micronice.

Culoarea albă. Gras la pipăit.

Geneza -sedimentară, în argile și bentonite.

Montmorillonit. $(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Agregate fin granulare, lamelare, vermiforme.

Culoarea alb - cenușie, roză, verzuie. Luciu mat. $G=2-3$.

În prezența apei își mărește volumul. Capacitate pronunțată de a schimba cationi.

Geneza -sedimentară, în argile și bentonite.

Glauconit. $(\text{K}, \text{Na})(\text{Al}, \text{Fe}^{+3}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Habitus: fibro - radiar, foarte rar hexagonal. Aggregate granulare, globular, concreționar.

Culoarea verde, rar gălbuie sau albăstruie; prin alterare devine brun.

↑
Geneza: -mineral specific domeniului sedimentar, format prin precipitare în medii reducătoare; apare ca ciment sau granule rotunjite în gresii.

3. Clorite (monoclinic)

Serie izomorfă continuă între două grupe (cu izomorfism continuu și în cadrul grupelor):

ortoclorite $\text{Mg}_2(\text{Mg}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})\text{SiO}_5](\text{OH})_4$;

leptoclorite $\text{Fe}_2^{+2}(\text{Fe}^{+2}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})\text{SiO}_5](\text{OH})_4$.

Habitus: tabular, foios. Aggregate foioase, solzoase, lamelare, radiare, compacte.

Culoarea verde, uneori spre albăstrui sau spre negru. Luciu sticios - sedefos. Clivaj perfect după (001). $H=1-2$. $G=2,5-2,9$. Foițele sunt flexibile, dar nu elastice.

Geneza -metamorfică regională, de grad scăzut;
-sedimentară (unele dintre leptoclorite).

Subclasa tectosilicați

1. Feldspați

Habitus columnar, tabular. Cristale bine dezvoltate în rocă. Culoarea în general albă sau gălbuie, uneori cenușie sau roză. Luciu stidos. Clivaj foarte bun după (001) și (010). Spărtura concoidală - neregulată. $H=5-6$. $G=2,5-2,7$.

Din punct de vedere structural, feldspații se pot repartiza fie unei serii de temperatură ridicată în care atomii de Al, înlocuind pe cei de Si din rețea, sunt așezați dezordonat (*starea D = dezordine*), fie unei serii de temperatură joasă în care atomii de Al înlocuiesc în mod ordonat atomii de Si (*starea O = ordine*). Toți feldspații din seria O prezintă simetrie triclinică. Cu timpul se stabilește o așezare ordonată chiar în feldspații din seria D.

1.a. Feldspați potasici. $K[AlSi_3O_8]$.

Ortoclaz (Ortoza). Monoclinic.

Rețea intermediară între seria O și D.

Habitus: prismatic, tabular.

Culoarea uneori roșie de carne.

Prop.optice: NII -incolor, uneori acoperit de o pulbere brun - roșcată datorată alterării, relief slab, unghi dintre clivaje 90° .

N+ -culori de birefringență de ord. I, macie simple de tip Karlsbad (două lamele de maci).

Uneori formează concreșteri grafice cu cuarțul: toate incluziunile de cuarț dintr-un individ de ortoză au aceeași orientare optică (cu N+, extincție simultană la toate incluziunile de cuarț).

Geneza -lichid-magmatică, constituent principal al rocilor eruptive acide, intermediare și alcaline (granit - riolit, sienit - trahit, sienit nefelinic - fonolit);

-hidrotermală (varietatea adular).

Sanidîn. Monoclinic.

Forma stabilă de temperatură ridicată (seria D).

Geneza -lichid-magmatică, în roci efuzive acide, intermediare și alcaline tinere (riolit, trahit, fonolit).

Microclin. Triclinic.

Forma stabilă de temperatură joasă (starea O).

Prop.optică N+ -caracteristic macia în grătar (două sisteme de macie polisintetice la 90°).

Geneza -lichid-magmatică, în roci intruzive acide, intermediare și alcaline (granit, sienit, sienit nefelinic);

-pegmatitică;

-metamorfică, în gnaise;

-sedimentară, în gresii.

1.b. Feldspați sodopotasici. $(K,Na) [AlSi_3O_8]$.

Pertit. Dezamestec dintre feldspatul potasic și cel sodic dintr-o soluție solidă, la scăderea temperaturii. Feldspatul potasic, gazdă, conține lamele fusiforme și șuvițe de feldspat sodic.

Antipertit. Lamele de feldspat potasic în feldspat sodic.

Geneza -lichid-magmatică, în roci eruptive acide și intermediare (granit, sienit).

1.c. Feldspați calcosodici (Plagioclazi).

$(Na,Ca) [Al(Al,Si)Si_2O_8]$.

Serie izomorfă continuă, cu următorii termeni:

albit (Ab)	$Na[AlSi_3O_8]$	cu 0-10%An(90-100%Ab)
oligoclaz	$(Na,Ca) [Al(Al,Si)Si_2O_8]$	cu 10-30%An
andezin		cu 30-50%An
labrador	$(Ca,Na) [Al(Al,Si)Si_2O_8]$	cu 50-70%An
bytownit		cu 70-90%An
anortit	$(An) Ca[Al_2Si_2O_8]$	cu 90-100%An(0-10%Ab)

Prop.optice: NII -incolori, uneori acoperiți de o pulbere cenușie - brună datorată alterării, relief slab, unghiul dintre clivaje $\sim 86^\circ$;

N+ -culori de birefrință de ord. I, macle complexe, simple și polisintetice (număr mare de lamele de macle); uneori prezintă zonalitate (zone cu compoziție chimică diferită, paralele la conturul cristalografic și cu extincție diferită).

Geneza -lichid-magmatică, în roci eruptive acide, intermediare (termenii bogați în Ab) și bazice (termenii bogați în An);

-pegmatitică;

-metamorfică.

2. Feldspatoizi

Reprezintă alumosilicați subsaturați în SiO_2 și suprasaturați în alcalii (Na,K). Nu apar niciodată împreună cu cuarțul.

Nefelin. $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. Hexagonal.

Habitus: columnar scurt. Agregate compacte.

Culoare: alb, cenușiu, incolor tulbure. Luciu gras. Clivaj imperfect. Spărtura concoidală - neregulată. $H=5$. $G=2,6$.

Prop.optice: NII-incolor, uneori tulbure, fără linii de clivaj, relief slab;

N+ -culori de birefrință de ord. I, fără macle; se deosebește de cuarț prin aspectul uneori tulbure și prin semnul optic.

Geneza -lichid-magmatică, în roci eruptive alcaline (sienite nefelinice, fonolite, etc.).

Leucit. $\text{KAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Tetragonal.

Apare numai în roci vulcanice alcaline, lipsite de cuarț (fonolite).

Sodalit. $\text{Na}_4\text{Cl}_2[\text{AlSiO}_4]$. Cubic.

Culoarea cenușie - albăstruie, albastră.

Prop.optice: NII -incolor, albăstrui;

N+ -izotrop.

Geneza -în roci alcaline.

3. Zeoliți. $X_p[(Si,Al)_mO_{2m}]nH_2O$

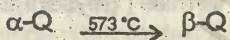
Structura: rețele afinate cu canale în interiorul cărora sunt prezente molecule de apă și alte tipuri de particule care sunt relativ libere de a se deplasa. Această particularitate conferă acestor minerale proprietatea de schimb cationic (*site moleculare- se utilizează zeoliți artificiali*). Sunt silicați de Na și Ca (X_p).

4. Grupa silicei - SiO_2

Bioxidul de siliciu se întâlnește în natură sub forma mai multor minerale: cuarț, tridimit, cristobalit, opal, etc. Forma cea mai frecventă este cuarțul. Opalul este amorf coloidal.

Cuarț. SiO_2 . Trigonal.

Prezintă două modificări polimorfe:



trigonal

hexagonal

Habitus: scurt prismatic (bipiramide hexagonale la $\beta\text{-Q}$). Agregate granulare.

Culoare: incolor, alb-lăptos sau divers colorat; varietățile transparente sau semitransparente, incolore sau frumos colorate, poartă denumiri specifice:

cristal de stîncă	-incolor și transparent;
cuarț fumuriu	-fumuriu - brun, transparent;
ametist	-violet;
aventurin	-roșu brun cu irizații;
citrin	-galben auriu;
prasem	-verde;
morian	-negru.

Luciu sticlos. Clivaj absent sau foarte slab. $H=7$ (mineral etalon în scara Mohs). $G=2,63$. Unele varietăți sunt piezoelectrice.

Prop. optice: Nil -incolor, limpede (nu se alterează), liniile de clivaj lipsesc, relief slab pozitiv;

N+ -culori de birefringență de ord. I, macie extrem de rar.

Geneza: mineral principal în majoritatea rocilor magmatice, metamorfice și sedimentare.

Calcedonie. Varietate criptocristalină. Agregate concentrice, reniforme, stalactitice, cu structură radiară. Luciu de ceară. Varietatea constituită din strale concentrice colorate diferit se numește agat și funcție de culoare are denumiri specifice: onix, crizopraz, carneol, sarder, etc.

Opal. $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Amorf coloidal.

Agregate compacte, stalactitice, concentrice, reniforme, cruste. Spărtura concoidală tipică. Luciu sticlos sau de ceară. $H=5-6$. $G=2,2$.
Varietăți:

opal nobil -cenușiu-albăstrui sau albicios, cu joc de lumini;

hialit -perfect transparent.

Geneza -sedimentară, de precipitație chimică și biologică (în sălciole);

-depus din izvoare termale (geyserit).

IV. PROCESE ȘI ROCI MAGMATICE

IV.1. Procese magmatice

1. Magmele. Proprietățile magmelor

Atât scoarța cât și partea superioară a mantalei Pământului sunt sediul formării de mase fierbinți, în stare fluidă, numite magme. Magma reprezintă un sistem natural eterogen format dintr-o fază lichidă, de obicei dominantă, o fază solidă redusă cantitativ (cristale aparținând diverselor minerale) și, uneori, o fază gazoasă. Faza lichidă este o topitură de silicați (+/-sulfuri, oxizi). Starea fizică a acestei topituri nu se cunoaște cu precizie. Se apreciază că are o compoziție ionică, anionii fiind reprezentați în special prin grupările tetraedrice $[\text{SiO}_4]^{4-}$ și $[\text{AlO}_4]^{5-}$, iar cationii prin Ca^{+2} , Fe^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ , etc. Tetraedrii polimerizează, dar cu formare de grupe mult mai neregulate decât în minerale.

Prin mișcare ascendentă, magmele pot ajunge la suprafață, în acest caz numindu-se *lave*.

Compoziții principale ai magmelor sunt următorii opt oxizi: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O și K_2O . La aceștia se adaugă, în cantități mai mici, ceilalți oxizi și componenți ușor volatili, în special apa - H_2O , HCl , HF , SO_2 , H_2S , CO_2 , etc. Prezența substanțelor volatile în topitura de silicați nu presupune neapărat și existența unei faze gazoase. Ele se găsesc dizolvate în topitură iar separarea lor într-o fază gazoasă se produce în circumstanțe deosebite (variații bruște de temperatură și presiune, etc.). În topitură, componentul chimic cel mai important este silicea (SiO_2), a cărei proporție este cuprinsă între 40 și 75%. În funcție de conținutul în silice, magmele pot fi acide ($\text{SiO}_2 > 68\%$), neutre ($\text{SiO}_2 > 52\%$) și bazice ($\text{SiO}_2 < 52\%$).

Temperatura magmelor poate fi determinată direct, prin măsurători în torenții și lacurile de lavă incandescentă sau indirect, pe diferite căi. Lavele au temperaturi variabile, funcție de compoziția

chimică. Cele mai ridicate temperaturi au fost măsurate la lăvele bazice (bazaltice) și cele mai scăzute pe lăvele acide. Astfel, pe lăvele bazice ale vulcanului Kilauea s-au măsurat temperaturi de 1185°C iar în lava vulcanului Santorin, din Marea Mediterană, mult mai acidă ($65\% \text{SiO}_2$), temperaturile măsurate au fost cuprinse între 800°C și 900°C .

Temperatura magmelor din interiorul crustei și mantalei este estimată indirect, prin determinarea temperaturii de topire a agregatelor de minerale sau a rocilor, de transformare polimorfă sau de descompunere a mineralelor, etc. Pe baza datelor experimentale s-a ajuns la concluzia că în adâncime, datorită presiunii mari și a conținutului ridicat în volatile (în special apă), temperatura magmelor poate fi mult mai coborâtă, putând atinge valori de 600°C pentru magme acide și aproape 650°C pentru magme bazice.

Viscozitatea este una din proprietățile fizice importante ale magmelor, de ea depinzând atât viteza de deplasare cât și viteza de cristalizare a magmei. Valoarea viscozității depinde de temperatură, conținutul în apă și conținutul de SiO_2 . Magmae cu temperaturi mai ridicate au valori ale viscozității mai reduse. În același sens influențează și conținutul în apă. Conținutul ridicat în silice determină valori ridicate ale viscozității și invers. Astfel, lăvele acide și sărace în substanțe volatile, curg foarte greu sau sunt atât de viscoase încât formează cupole sau stâlpi ce sunt împinși lent din crater, în timp ce lăvele bazice (bazaltice) curg foarte ușor, putând atinge viteze de zeci de km pe oră.

Pentru comparație, vom da viscozitatea unui bazalt topit, la diferite temperaturi:

Temperatura [$^{\circ}\text{C}$]	1400	1300	1200	1150
Viscozitatea [poise]	138	259	31168	79470

Viscozitatea magmelor din interiorul scoarței și mantalei depinde și de presiune. O presiune mai ridicată determină o viscozitate mai mică.

Presiunea. Valoarea presiunii la care se găsește un bazin magmatic situat la diferite adâncimi este foarte greu de estimat. Rezervorul magmatic este supus, pe de o parte, presiunii exercitate de stiva de roci de deasupra (presiune litostatică) și presiunii

exercitate de complexul de roci înconjurătoare (presiune orientată - stress); pe de altă parte, la acestea se adaugă presiunea exercitată de vaporii substanțelor volatile. Se consideră că, în aproape toate situațiile, presiunea nu trece de 12000 at, aproape toate corpurile intrusive de roci magmatice formându-se la adâncimi de circa 20 - 25 km.

2. Cristalizarea magmelor

Cristalizarea magmelor este procesul natural de trecere a magmei (lavei) din stare lichidă în stare solidă (cristalină și/sau amorfă). Scăderea temperaturii este cauza principală și frecventă a cristalizării, dar nu și unica (pierderea parțială a substanțelor volatile, creșterea presiunii). Cristalizarea, în principiu, este inversul procesului de topire (anatexie). Cunoașterea în detaliu a procesului de cristalizare a magmelor nu este posibilă datorită chimismului complex și variabil și a modificării permanente a temperaturii și presiunii care fac aproape imprevizibil mersul concret al cristalizării.

Prin solidificarea magmei se formează specii minerale diferite. Problemele care se pun sunt următoarele: câte specii minerale se vor forma și care anume?

Răspunsul la prima problemă este dat de regula fazelor a lui Willard Gibbs:

$$F + L = C + 2$$

F = numărul fazelor;

L = numărul gradelor de libertate;

C = numărul componentilor.

În procesele de cristalizare, $L = 2$ (temperatura, presiunea). Rezultă că $F = C$ (regula mineralogică a fazelor, a lui Goldschmidt). Dacă magma va fi formată dintr-un singur component, de exemplu SiO_2 , prin solidificare se va forma o singură fază cristalină. Cum însă magmele sunt formate din mai mulți componenți, prin cristalizare se vor forma mai multe faze cristaline (specii minerale).

La a doua întrebare, un răspuns exact este mai dificil de dat. În principiu, natura speciilor minerale care se formează depinde de compoziția chimică a magmelor, deosebit de important fiind conținutul procentual din fiecare component. De exemplu, dintr-o topitură de leucit și cuarț se formează (prin solidificare) fie leucit și ortoză, fie cuarț și ortoză, funcție de conținutul în leucit și cuarț al topiturii.

3. Originea magmelor. Tipuri de magne

Formarea corpurilor de magmă este explicată în două moduri :

- topirea parțială sau totală a fazelor solide ale mantalei și/sau crustei;

- diferențierea (diversificarea) unei magme inițiale în două sau mai multe magme diferite sau amestecul unor magme inițiale cu formarea unei singure magme.

Astfel, se admit două tipuri genetice de magne :

- *magme primare*, rezultate direct din fuziunea rocilor preexistente;

- *magme derivate* (secundare) rezultate prin diferențierea sau amestecul celor primare.

Plecând de la frecvența relativ mare a unor anumite tipuri de roci magmatice, se consideră magme primare magmele bazaltică, andezitică și granitică. Toate celelalte sunt considerate magme derivate.

Magmele primare actuale sunt generate în zone tectonice bine definite : zone de rift, zone de subducție (Benioff) și zone fierbinți din interiorul zonelor tectonice. În zonele de rift sunt generate magme bazice calco-alkaline, în zonele Benioff magme granitice și andezitice, iar în zonele fierbinți magme bazice alcaline (conținut ridicat în alcalii).

4. Diferențierea magmelor

Diferențierea magmatică este procesul de formare a două sau mai multe magme dintr-o magmă inițială omogenă. Există mai multe mecanisme de diferențiere, însă trei au importanță petrogenetică mai mare: licația, diferențierea prin cristalizare și diferențierea prin transfer în stare gazoasă.

Licuația magmelor

Unele faze lichide, în anumite condiții de temperatură și presiune se dizolvă unele în altele, formînd o singură fază lichidă și omogenă. Dacă se produc variații termice sau barice, din faza lichidă și omogenă se vor separa fazele lichide inițiale, cu chimism și densități diferite. Acest proces de dezamestec al lichidului omogen se numește licuație. Magma, la temperaturile și presiunile ridicate din interiorul scoarței și mantalei, reprezintă o fază lichidă și omogenă de silicați, sulfuri, oxizi. Prin modificarea temperaturii și/sau presiunii, din topitura inițială și omogenă se pot separa două topituri diferite : una de silicați și alta de sulfuri. Diferența de greutate specifică a celor două topituri va conduce la o diferențiere gravitațională a acestora.

Dacă unele lichide sunt în proporții foarte mici, iar vîscozitatea lichidului principal este ridicată, ele tind să se acumuleze local, sub formă de sfere, cel puțin în primele stadii ale procesului de licuație, realizîndu-se astfel o stare emulsionară.

Prezența fenomenului de licuație este cunoscut și acceptat în cazul magmelor cu sulfuri metalice însă, licuația în topitura de silicați este discutabilă. Este posibil ca acest fenomen să se manifeste numai pe anumite intervale chimice și termice foarte restrînse.

Diferențierea prin cristalizare

În primele stadii ale procesului de cristalizare se formează minerale cu greutate specifică mare cum ar fi olivina, piroxenii, plagioclazii bogați în Ca. Datorită diferenței de densitate dintre aceste minerale și topitura reziduală, mineralele se vor acumula la partea inferioară a bazinului magmatic. Separarea parțială sau totală a fazei cristaline de faza lichidă, face ca aceasta din urmă să evolueze în mod independent. De exemplu, dintr-o magmă bazaltică, în loc să rezulte prin cristalizare un bazalt, partea inferioară va fi constituită dintr-o rocă ultrabazică iar parte superioară din roci cu caracter acid sau intermediar (granodiorit, diorit). Astfel de situații sunt cunoscute în natură.

Diferențierea prin transfer în stare gazoasă

Faza gazoasă (substanțele volatile) este, de regulă, dizolvată în faza lichidă însă solubilitatea gazelor este direct proporțională cu presiunea. În ascensiunea lor spre suprafață, magmele umede

eliberează o parte din componenții volatili ca urmare a scăderii presiunii, generându-se astfel o fază gazoasă independentă. Această fază se va acumula către părțile superioare ale camerelor magmatice, apărând astfel un contrast chimic între magma din părțile inferioare ale corpului magmatic și cea situată în părțile superioare. Se produce astfel o diferențiere prin transfer de substanță în stare gazoasă.

5. Formele de zăcămint

Prin consolidarea magmelor rezultă corpuri de roci eruptive care au forma și mărimea spațiilor ocupate de magmă. Cunoașterea formelor de zăcămint, a semnificației lor, contribuie la descifrarea detaliilor genezei unei roci magmatice.

Din punct de vedere al mecanismului de punere în loc al magmelor, se pot distinge forme de intruziune și de extruziune.

Forme de intruziune

Batolitul este un corp magmatic de dimensiuni foarte mari, cu pereți înclinați și fără un fundament vizibil, dând impresia că se înrădăcinează în zonele cele mai profunde ale litosferei (fig.11). Batolitele sunt constituite, de obicei, din roci acide (granite, granodiorite).

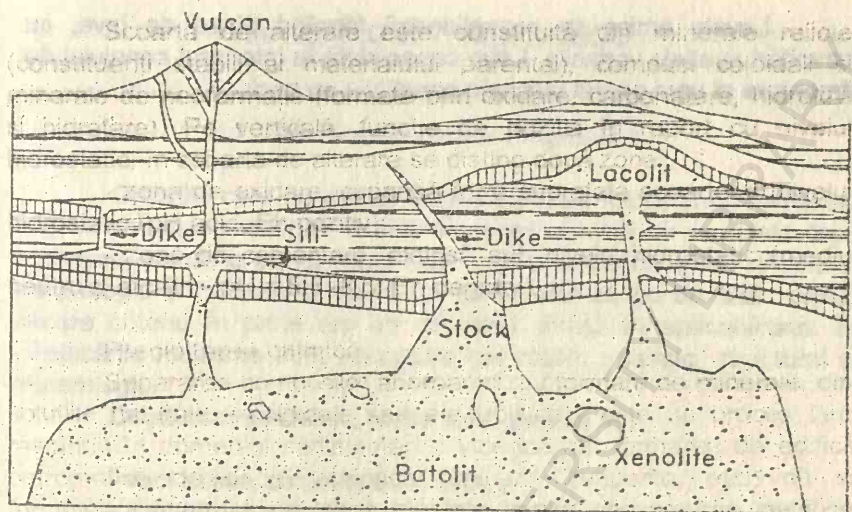


Fig. 11. Principalele forme de zăcământ ale rocilor magmatice (după Skinner and Porter, 1989).

Stock-ul este de dimensiuni mai mici, cu limite care nu pot fi determinate în plan orizontal, conturul fiind circular sau elipsoidal, iar pereții laterali fiind verticali.

Lacolitul este un corp cu partea superioară boltită iar cea inferioară, în general plană. În partea inferioară se poate recunoaște calea de acces a magmei – unul sau mai multe canale.

Sill-ul este un corp tabular, injectat între strate plane nedeformate; se mai numește pînză intruzivă.

Dike-ul (dykul) reprezintă un corp tabular, vertical sau foarte înclinat, avînd înălțimi de la cîțiva centimetri pînă la cîțivakilometri și lungimi care ating uneori sute de kilometri. De exemplu, Great Dyke de pe fluviul Zambezi are 500 km lungime și 3 - 12 km lățime.

Forme de extruziune

Activitatea vulcanică poate fi de tip central, în urma căreia se formează un edificiu numit vulcan și de tip fisural, cînd se formează platouri vulcanice.

Lavele emise se consolidează formînd pînze de lave, cu dezvoltări spațiale variabile. Lava consolidată în interiorul canalului de alimentare al unui aparat vulcanic constituie un neck.

IV.2. Roci magmatice

1. Clasificarea rocilor magmatice

Criteriile care au stat la baza clasificării rocilor magmatice au fost numeroase și diferite. O clasificare exhaustivă nu se poate face deoarece, pe de o parte, rocile sunt legate unele de altele chimic și mineralogic și cu tranziții de la un tip la altul și, pe de altă parte, fiecare criteriu în parte are un domeniu limitat de aplicabilitate. În clasificările moderne sunt acceptate trei criterii : chimic, structural și mineralogic.

După criteriul chimic, rocile sunt grupate în :

- roci acide, cu peste 65% SiO_2 ;
- roci intermediare, cu 52 - 65% SiO_2 ;
- roci bazice, cu 45 - 52% SiO_2 ;
- roci ultrabazice, cu mai puțin de 45 % SiO_2 .

După criteriul structural și formă de zăcămint :

- roci faneritice, care au constituenți minerali în întregime cristalizați și vizibili macroscopic ; sunt roci plutonice (de adâncime);
- roci afanitice, care conțin sticlă vulcanică (răcire rapidă, la suprafață) și/sau constituenți minerali cristalizați, dar vizibili numai la microscop; sunt roci efuzive sau vulcanice (de suprafață); dacă în masa afanitică a rocii apar cristale larg dezvoltate, roca este porfirică, cristalele larg dezvoltate sunt denumite fenocristale, iar masa de bază afanitică este denumită mezostază sau masă fundamentală.

După criteriul mineralogic, există mai multe clasificări însă, în prezent este acceptată pe plan internațional clasificarea mineralogică a lui Streckeisen (1967, 1972). Clasificarea se face cu ajutorul a două triunghiuri echilaterale (fig.12) sau diagrame ternare, parametrii Q, A, P, F, și M reprezentând de fapt mineralele principale din roci :

Q - cuarț;

A - feldspat alcalin (feldspat potasic, sodopotasic, sodic);

P - feldspat calco - sodic (plagioclaz cu An = 5-100 %);

F - foide sau feldspatoizi (nefelin, leucit, etc.);

M - minerale mafice (biotit, amfiboli, piroxeni, olivină, etc.).

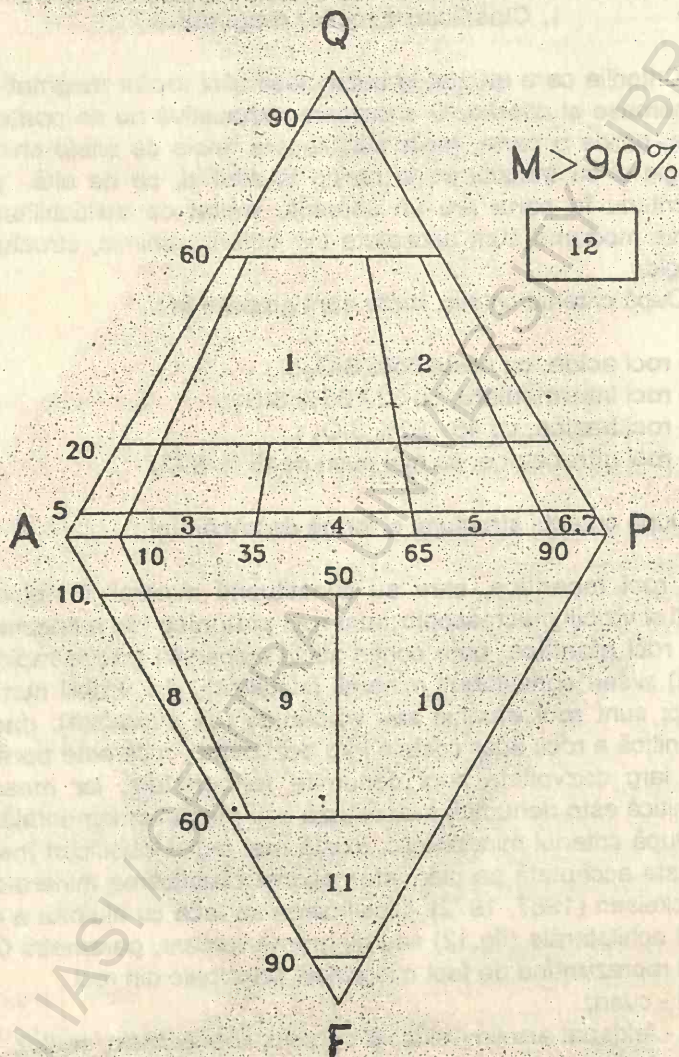


Fig. 12. Diagrama Q-A-P-F, după Streckelsen (1976).

1. *granit - riolit*
2. *granodiorit - dacit*
3. *sienit - trahit*
6. *diorit - andezit*
7. *gabbro - bazalt*
8. *foialit - fonolit*
12. *roci ultrabazice*

2. Descrierea rocilor magmatice

Roca reprezintă un agregat mineral definit prin două proprietăți : 1) compoziția, care redă calitatea și proporția mineralelor din agregat; 2) structura petrografică - ansamblul proprietăților care desemnează forma și dimensiunile cristalelor din rocă, precum și aranjamentul spațial al acestora. Roca definită printr-o anumită compoziție mineralogică și o anumită structură este numită tip petrografic. Fiecare tip petrografic prezintă varietăți petrografice. Între două tipuri petrografice cu compoziție mineralogică apropiată există termeni de tranziție. În continuare vom descrie numai tipurile petrografice și, acolo unde este necesar, o parte redusă din varietățile petrografice.

Fiecare tip petrografic cuprinde trei grupe de minerale:

- a. - minerale principale felsice (deschise la culoare), care definesc tipul petrografic;
- b. - minerale principale mafice, care definesc varietățile (cu excepția cazului când mineralele mafice participă cu peste 90% din volum -roci ultrabazice);
- c. - minerale accesorii (apar în cantități mici și, de regulă, nu au importanță în caracterizarea rocii).

A.1. Granite

Roci acide, plutonice, faneritice, deschise la culoare.

Minerale principale: cuarț, feldspat alcalin și plagioclaz, dar feldspatul alcalin este în cantitate mai mare decât plagioclazul. Feldspatul alcalin este de tip ortoză sau microclin. Plagioclazul este de tip oligoclaz, rar andezin.

Minerale mafice: cele mai frecvente sunt biotitul și hornblenda (fig. 13); mai rar piroxenul și muscovitul.

Minerale accesorii: apatit, titanit, zircon, oxizi de fier.

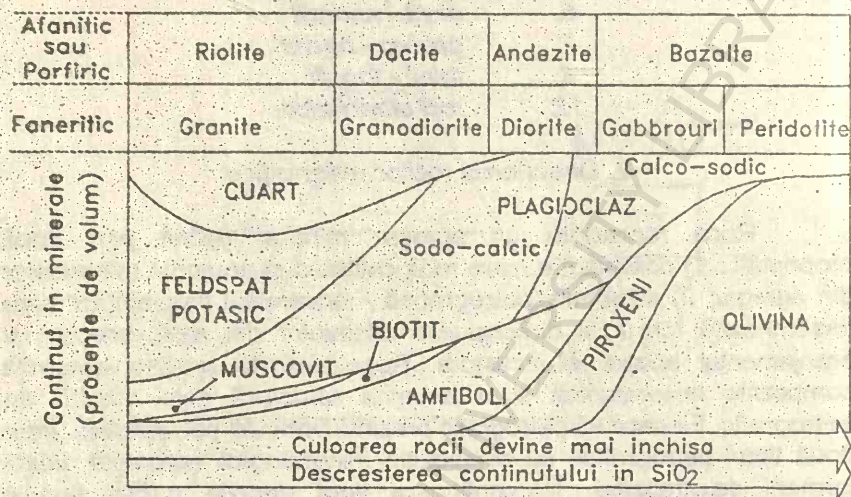


Fig. 13. Compoziția mineralogică a principalelor roci magmatice (după Skinner and Porter, 1989).

A.2. Riolite (liparite)

Roci acide, vulcanice (efuzive), afanitice, frecvent porfirice; uneori sunt formate numai din sticlă vulcanică (topitură de silicați consolidată rapid, în care nu se individualizează minerale cu structură cristalină, masa rocii fiind amorfă). Reprezintă corespondentul de suprafață al granitelor, avînd aceeași compoziție mineralogică (nu și structură!), cu deosebirea că feldspatul alcalin (potasic) este de tip sanidină sau ortoză. Perlitul, obsidiana, pechesteinul și piatra ponce reprezintă roci formate din sticlă vulcanică.

B.1. Granodiorite

Roci acide, plutonice, faneritice. Se deosebesc de granite doar prin conținutul mai ridicat de plagioclaz, care predomină asupra feldspatului alcalin (ortoză, microclin).

Granitoid - termen general utilizat pentru granitele și granodioritele care nu se pot deosebi macroscopic.

Banatite - denumire atribuită unor roci plutonice, în esență de compoziția granodioritului, care alcătuiesc mari corpuri intruzive (stock-uri) ce aflurează în partea de vest a țării, din Munții Poiana Ruscă pînă în Munții Apuseni (Pădurea Craiului). Procesele legate de punerea în loc a acestor corpuri au generat importante zăcămintele de substanțe minerale utile (Fe, Cu, Pb, Mo, etc.).

B.2. Dacite

Roci acide, efuzive, afanitice, frecvent porfirice. Dacitul a fost descris pentru prima dată în lume la noi în țară, pe valea Crișului Repede, în apropierea localității Poieni. Reprezintă corespondentul de suprafață al granodioritelor. Feldspatul alcalin este de tip sadină sau ortoză. În dacitele porfirice, fenocristalele de cuarț sunt reprezentate prin modificarea polimorfă β -Q, sub formă de bipiramide hexagonale.

Rocile formate din sticlă vulcanică, de compoziția dacitelor, poartă aceleași denumiri ca cele menționate la riolite.

C.1. Sienite

Roci intermediare, plutonice, faneritice.

Minerale principale: feldspat alcalin și plagioclaz, ultimul fiind subordonat cantitativ primului. Feldspatul alcalin este reprezentat prin feldspatul potasic de tip ortoză și/sau microclin. Deosebit de caracteristice sunt pertitele și micropertitele (se observă la microscop). Cuarțul lipsește sau apare în cantități foarte mici (maxim 5%). Plagioclazul este de tip oligoclaz, rar andezin.

Minerale mafice: biotit, hornblendă și mai rar piroxen; uneori apar piroxeni alcalini (egirin) și amfiboli alcalini (riebeckit), sienitul numindu-se în acest caz alcalin.

Minerale accesorii: apatit, zircon și titanit, ultimul uneori în cristale larg dezvoltate (numai în sienite).

C.2. Trahite

Roci intermediare, vulcanice, afanitice, frecvent porfirice.
Reprezintă corespondentul de suprafață al sienitului.
Feldspatul potasic este de tip sanidină sau ortoază.

D.1. Diorite

Roci intermediare, plutonice, faneritice.

Minerale principale: plagioclaz acid sau neutru (oligoclaz sau andezin). Cuarțul și feldspatul alcalin lipsesc sau apar în cantități foarte mici.

Minerale mafice: hornblendă, piroxen (hipersten, diopsid, augit) și biotit. Foarte rar olivină.

Minerale accesorii: titanit, apatit, magnetit, ilmenit.

Diorit cuarțifer: conține maxim 10% cuarț, fiind rocă de tranziție între diorit și granodiorit.

D.2. Andezite

Roci intermediare, vulcanice, afanitice, frecvent porfirice.

Reprezintă corespondentul de suprafață al dioritului.

Fenocristalele de plagioclaz prezintă zonalitate - modificarea continuă sau în trepte a compoziției chimice, în sensul scăderii conținutului în anortit; zonele cu compoziție chimică diferită vor avea axele elipsoidului optic diferite orientate, prezentînd la microscop, cu N+, extincție diferită.

Plagioclazul este mai bazic în fenocristale (andezin - bytownit) și mai acid în mezostază (oligoclaz - andezin).

Prin definiție, andezitul conține plagioclaz acid sau neutru, iar bazaltul (rocă bazică) conține plagioclaz bazic (labrador - bytownit - anortit). Cum însă de cele mai multe ori, andezitele conțin fenocristale de plagioclaz bazic (însă acid în mezostază), deosebirea față de bazalte se poate face numai după conținutul în SiO_2 - la andezite $\text{SiO}_2 > 52\%$.

În timpul Neogenului, în Carpații Orientali și Munții Apuseni s-a desfășurat o intensă activitate vulcanică, magmele avînd caracter andezitic (zonă de subducție). Subordonat s-au format, prin diferențiere, și roci mai acide (riolite, dacite) ori mai bazice (bazalte). Procesele hidrotermale ale acestor manifestări vulcanice au generat importante zăcămintele de Au, Ag, Cu, Pb, Zn, etc. ("patrulaterul aurifer" din Munții Apuseni, regiunea Baia Mare, Baia Borșa, Călimani, Harghita, etc.). De asemenea, izvoarele de apă minerală (majoritatea) din Carpații Orientali sunt în legătură directă cu aceste manifestări (soluții apoase reziduale bogate în mineralizatori).

Andezitul cuarțifer: conține maxim 10% cuarț (β -Q sub formă de bipiramide hexagonale), fiind rocă de tranziție între andezit și dacit.

E.1. Gabbrouri

Roci bazice, plutonice, faneritice. Se deosebesc de diorite după natura plagioclazului, în gabbrouri acesta avînd caracter bazic - labrador, bytownit, anortit (cu 50 - 100% An). După mineralul mafic dominant se deosebesc:

1. gabbrou (senso stricto) - plagioclaz bazic + clinopiroxen;
2. norit - plagioclaz bazic + ortopiroxen (enstenite);
3. troctolit - plagioclaz bazic + olivină.

Hornblenda și biotitul apar mai rar.

E.2. Bazalte

Roci bazice, vulcanice, afanitice, frecvent porfirice, închise la culoare. Reprezintă corespondentul de suprafață al gabbrourilor. Se deosebesc de andezite după compoziția medie a plagioclazului - bazic în bazalte - sau după compoziția chimică (aici, $\text{SiO}_2 < 52\%$).

- a. oceanite - bazalte bogate în olivină;
- b. tholeite - bazalte practic lipsite de olivină (cu piroxeni).

Pillow - lave: curgeri de lave bazice (bazalte) subacvatice, roca prezentînd separații ovoidale de cîțiva centimetri pînă la un metru și cu structură internă concentrică.

Scoarța oceanică generată în mod continuu în zonele de rift medio - oceanic are compoziție bazică (bazalte).

Există și curgeri masive de lave bazice în domeniul continental (rift intracontinental), formându-se bazăltele de platou. De exemplu, în Podișul Decan, bazaltele de platou formează pînze cu grosimea totală de 3000 m și o suprafață de 600000 km².

F.1. Sienite foidice

Roci alcaline, plutonice, faneritice, suprasaturate în alcalii.

Minerale principale: feldspat alcalin, feldspatoizi și, în cantitate subordonată, plagioclaz. Cuarțul lipsește obligatoriu (nu apare niciodată împreună cu feldspatoizii). Feldspatul alcalin este reprezentat prin ortoză, microclin, frecvent pertitice, albit. Feldspatoizii sunt reprezentați prin nefelin, sodaliț, cancrinit. Leucitul nu apare (este instabil la presiune ridicată). Plagioclazul este acid (oligoclaz).

Minerale mafice: biotit, piroxen alcalin, amfibol alcalin, mai rar hornblenda și diopsidul.

Minerale accesorii: apatit, zircon, sfen, monazit, corindon, etc.

Ditroite - nume acordat sienitelor nefelinice de la Ditrău - Romania. În prezent acest termen nu se mai utilizează.

F.2. Fonolite

Roci alcaline, vulcanice, afanitice, frecvent porfirice, suprasaturate în alcalii. Mineralogic, fonolitele corespund sienitelor foidice. În fonolite apare și leucitul.

G. Roci ultrabazice

Prin definiție, tipurile petrografice sunt determinate de mineralele mafice care constituie peste 90% din volumul rocii, cuarțul, feldspatii și feldspatoizii lipsind sau participînd cu sub 10% din volum. Mineralele mafice sunt reprezentate prin olivină, piroxen (rombic și monoclinic), hornblendă și biotit. Sistematica se face în funcție de mineralul mafic dominant.

a. Dunite

Roci plutonice, faneritice, formate aproape exclusiv din olivină (> 90%) și minerale accesorii : magnetit sau cromit.

Serpentinite - dunita în care olivina a fost transformată în serpentină (filosilicat de Mg).

b. Peridotite

Sunt formate din olivină (peste 60%), piroxen - eventual hornblendă sau biotit. Minerale accesorii : magnetit, cromit, spinel.

c. Piroxenite

Alcătuite preponderent din piroxeni ; după natura piroxenului se disting varietăți (hiperstenite, enstatite, augite, etc.).

d. Hornblendite

Formate în principal din hornblendă.

În toate rocile ultrabazice, caracteristic este conturul euhedral (idiomorf) al mineralelor componente.

Kimberlite

Roci ultrabazice constituite în principal din olivină serpentinizată și flogopit (mica de Mg). Reprezintă umplutura unor coșuri vulcanice și conțin diamante (și pirop). Au fost descrise pentru prima dată în Africa de Sud - provincia Kimberley.

Roci hipoabisice și filoniene

În afara celor două grupe principale de roci, separate după structură și formă de zăcămint (plutonice și efuzive), mai există o grupă care cuprinde roci subvulcanice și filoniene. Rocile subvulcanice reprezintă termenii de tranziție dintre rocile plutonice și cele efuzive, iar rocile filoniene au caracteristică forma de zăcămint - filoniană - precum și structura (fie microgranulară, fie macro la gigantogranulară). Dintre rocile hipoabisice și filoniene menționăm pegmatitul, aplitul și lamprofirul.

Pegmatitul

Reprezintă orice rocă magmatică formată din minerale cu dimensiuni mari sau gigantice, indiferent de compoziția ei

mineralogică. Se deosebesc pegmatite cu compoziție granitică, granodioritică, sienitică, dioritică, gabbroică, etc. Dintre acestea, cele mai răspândite sunt pegmatite granitice și sienitice.

Aplitul

Reprezintă o rocă filoniană leucocrată, cu structură microgranulară, formată predominant sau exclusiv din minerale felsice (cuarț, feldspați, feldspatoizi). După compoziția mineralogică se deosebesc aplit granitice, aplit sienitice, aplit foidice, etc.).

Lamprofire

Sunt roci filoniene caracterizate prin structura microgranulară - porfirică, culoare închisă și frecvent intens alterate hidrotermal.

Se deosebesc (după natura fenocristalelor):

- minette - ortoză+biotit+/-diopsid (augit);
- voghesit - ortoză+hornblendă+/-diopsid (augit);
- kersantit - plagioclaz+biotit +augit;
- spessartit - plagioclaz+hornblendă +augit (diopsit);
- odinit - plagioclaz+augit.

V. PROCESE ȘI ROCI SEDIMENTARE

V.1. Procese sedimentare

Partea superficială a scoarței terestre suferă transformări continue sub influența factorilor externi (apă, aer, activități biotice). Produsele rezultate în urma acestor transformări au fost denumite "sedimentare". Depozitele sedimentare nu includ numai depozite formate prin sedimentare (decantare gravitațională), unele depozite sedimentare neavând nici o legătură cu sedimentarea propriu-zisă (exemplu : formarea solurilor, bioconstrucția recifală, etc.). Procesele care duc la formarea produselor sedimentare (sedimente și roci sedimentare) sunt numite procese sedimentare, iar spațiul în care sunt generate (cu excepția produselor reziduale - laterite, soluri, etc.) reprezintă bazinul sau mediul de sedimentare.

1. Procese sedimentare depozitionale

Acestea conduc la acumulare de material, construcție de depozit (bioconstrucție) sau formare de sedimente. Aceste procese sunt de natură fizică, chimică și biotică.

1.a. Procese fizico-mecanice

Factorii de natură fizico-mecanică sunt variațiile termice, mișcarea aerului, eroziunea fluvială, abraziunea marină și mișcarea maselor de gheață. Acești factori determină dezagregarea materialului preexistent în fragmente numite claste care apoi sunt transportate într-un mediu de sedimentare prin intermediul curenților de aer, apă sau al ghețarilor. În procesul de formare al clastelor, rocile sunt supuse simultan dezagregării fizico-mecanice, alterării chimice și dezagregării determinate de activități biotice. Ultimile două procese vor fi tratate ulterior. Intensitatea dezagregării depinde de natura

petrografică a rocilor preexistente (magmatică, metamorfică sau sedimentară) și de poziția lor în raport cu factorii de climă și relieț.

Eroziunea fluvială, abraziunea marină și coraziunea constituie, în regiunile bine deschise și cu relieț accidentat, principalele procese prin care se dezagregă rocile. Acțiunea mecanică a scourgerii apelor în interiorul arilor continentale sau acțiunea valurilor asupra țărmurilor înalte sunt capabile să slăbească coeziunea rocilor și să le fragmenteze pînă la desfacerea în particule componente, acțiunea lor continuînd apoi în timpul transportului materialului fragmentat spre locurile de depunere (bazinele sedimentare). În cazul aerului, acțiunea distructivă apare numai în situația cînd aerul poate antrena fragmente nisipoase sau chiar mai grosiere, pe care să le proiecteze în pereții stîncilor. Intensitatea dezagregării prin coraziune este destul de redusă, fiind în realitate mai mult o acțiune de "modelare".

Dezagregarea produsă de variațiile termice se manifestă pe mai multe căi.

Termoclastia reprezintă dezagregarea mecanică a rocilor datorită variațiilor termice diurne. Fragmentarea prin insolație și repetarea ciclurilor de încălzire-răcire se realizează frecvent în rocile alcătuite din minerale cu coeficienți de dilatare termică diferiți, fiind foarte activă în regiunile deșertice. Datorită încălzirii diferite a mineralelor mafice (închise la culoare) și felsice (deschise la culoare - acestea absorb mai puțină radiație solară și reflectă mai mult), apar presiuni repartizate neuniform în interiorul rocii, care vor duce la distrugerea coeziunii rocii.

Cricciastia este procesul de formare a clastelor prin acțiunea repetată a gelivației (îngheț - dezgheț). Acest proces este activ în regiunile cu temperaturi medii în jur de 0°C (regiuni subpolare și regiuni montane cu înălțimi mai mari de 2000m). Afectează în special rocile cu porozitate; în pori se găsește apă care, prin îngheț, acționează asupra pereților laterali distrugînd coeziunea rocii.

Haloclastia, adică dezagregarea datorită expansiunii rețelei cristaline a sărurilor prin încălzire și hidratare, este activă în acele roci în care circulă, prin fisuri și pori, soluții saturate în carbonați, sulfai și cloruri. Aceste săruri se depun în spații semiînchise sau capilare. Prin hidratare (carbonații, sulfaii) sau încălzire (sărurile), rețeaua cristalină

a acestor săruri suferă o expansiune (mărire), producând presiuni de ordinul sutelor de kg/cm^2 asupra pereților porilor și fisurilor.

Umectarea și uscarea. Variațiile termice ale rocilor, alături de un aport periodic de apă, influențează starea fizică a acestora. Astfel, la suprafața rocilor poroase (în special argile) apar crăpături și apoi descuamări de solzi.

Materialul rezultat prin dezagregare este transportat și depus în bazinele de sedimentare. Agenții care deplasează materialul sedimentar sunt apa, aerul și gheața. În fiecare caz în parte, agentul de transport contribuie și la modelarea și sortarea materialului sedimentar.

Principalele mecanisme de deplasare a clastelor prin intermediul apelor sunt: tîrîrea, rostogolirea, saltăția și suspensia. Prin tîrîre sunt deplasate granule grosiere, de obicei cu diametrul mai mare de 0,5 mm. Rostogolirea reprezintă cel mai obișnuit mod de transport al particulelor și depinde, în special, de forma lor și de natura fundului bazinului.

Prin saltăție sunt deplasate, în medii turbulente, granule cu diametrul mediu cuprins între 0,4 - 0,06mm. Sedimentele deplasate prin tîrîre, rostogolire și saltăție formează în albia râurilor aluviunile tîrîte și intră în calculul debitului de fund al râului respectiv.

Transportul în suspensie este realizat atunci cînd rezultanta forței arhimedice și gravitațională imprimă mișcări cu un caracter ascendent. Formarea suspensiilor depinde de densitatea, volumul și forma particulelor, densitatea și vîscozitatea lichidului și neregularitățile fundului bazinului (albiei). De regulă, dimensiunea maximă a granulelor transportate în suspensie este mai mică de 0,1mm. Mișcarea sedimentelor în suspensie este caracteristică atît râurilor, în cursurile lor inferioare, cît și curenților marini.

În tipul transportului, principalele modificări pe care le suferă particulele clastice sunt:

- spargerea granulelor prin ciocniri repetate;
- abraziunea determinată prin frecarea între granule (pietrișuri și blocuri);

Efectele acestor modificări sunt:

- scăderea dimensiunilor în josul curențului (este determinată și de scăderea vitezei de mișcare a apei);

- creșterea gradului de rulare a granulelor în josul curentului.

Tot în timpul transportului se produce și o sortare a materialului clastic. Sortarea este determinată de modificarea vitezei de curgere (mișcare) a apei, care va modifica mecanismul de transport. Astfel, în cursurile superioare ale râurilor, clastele sunt transportate prin toate cele patru mecanisme, iar în cursurile inferioare, în general, prin suspensie. Aceasta înseamnă că în cursurile superioare vor fi transportate și granule de dimensiuni mari (pietrișuri, bolovănișuri), pe când în cursurile inferioare acestea se depun, fiind transportate numai granulele de dimensiuni mici (saltație, suspensie).

Al doilea agent de transport ca importanță este aerul. În timpul marilor furtuni din regiunile deșertice și de stepă, cantități imense de praf sunt ridicate în atmosferă și transportate pe distanțe mari, uneori de mii de kilometri. Praful din Sahara este transportat pînă deasupra cîmpiei germane sau a Atlanticului de Nord. De asemeni, transportul cenușilor vulcanice eliberate în cursul marilor explozii se poate face pe distanțe foarte mari. De exemplu, cenușa produsă în timpul mării explozii a vulcanului Krakatoa a ajuns pînă în părțile superioare ale atmosferei, de unde, curenții au împrăștiat-o în jurul globului. Din punctul de vedere al modului în care se produce, transportul eolian seamănă cu cel acvatic. Particulele, în funcție de dimensiune, greutate specifică și viteza agentului de transport (viteza vîntului) sunt deplasate prin rostogolire, saltație și suspensie. Aceste fenomene trebuie să fie mult inferioare ca intensitate aceloră din epocile geologice trecute. Pentru acumularea loessului și a cineritelor vulcanice pe grosimi de zeci de metri și la distanțe foarte mari de locul de origine a materialului, transportul pe cale eoliană a fost nu numai foarte intens ci și îndelungat.

Transportul materialului sedimentar de către ghețari se desfășoară pe două căi: transportul pe suprafața uscatului și transportul în oceane de către ghețarii plutitori. Materialul transportat se găsește inclus în masa de gheață. În general, materialul transportat de ghețari pe suprafața uscatului se caracterizează prin absența stratificației, rulării și sortării, fiind foarte frecvente, în schimb, urmele de zgîriere.

Pe suprafețe înclinate, clastele libere sau volume întregi de detritus necoeziv (sedimente mobile) se deplasează spre baza pantei

sub acțiunea forței gravitaționale, în absența unui mediu de transport. În acest proces, mișcarea clastelor, deși se produce liber, poate fi accelerată de prezența unui agent de transport : apă, aer, gheață.

1.b. Procese chimice

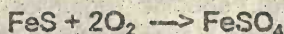
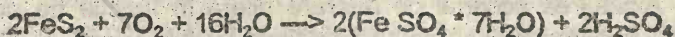
În domeniul sedimentar, apa constituie un factor petrogenetic fundamental. Ea se află și la originea reacțiilor chimice care conduc în ariile continentale la transformarea rocilor preexistente - alterarea - iar în bazinele marine și lacustre la separarea din soluții a produșilor de precipitație - precipitarea.

Alterarea

Se desfășoară sincron cu dezagregarea și constituie un complex de modificări chimice suferite de minerale și roci în prezența aerului și/sau apei. Pe lângă o condiționare fizico-chimică (abundența oxigenului la suprafața scoarței, bioxidul de carbon, apa ca dizolvant - pH, Eh, etc.), modul de transformare a rocilor și mineralelor în zona de alterare depinde și de natura materialului supus alterării.

Reacțiile chimice se desfășoară în prezența oxigenului, bioxidului de carbon și a apei prin procese de oxidare, carbonatare, solubilizare și hidroliză.

Mineralele formate în medii reducătoare devin instabile în condițiile zonei de oxidare și trec fie în compuși oxigenați solubili fie în oxizi insolubili (mediile naturale au caracter oxidant în prezența oxigenului și deasupra nivelului hidrostatic al apei freatice și caracter reducător sub acest nivel și, de regulă, în prezența substanței organice și a proceselor anaerobe) :



Apa încărcată cu CO_2 descompune ușor diverse minerale și devine bicarbonată. Scăderea bruscă a presiunii parțiale a CO_2 modifică echilibrul $\text{CO}_2 / \text{HCO}_3^-$ (crește) și se produce precipitarea

carbonaților (cruste, acumulări concreționare, pulverulente, stalactite, etc.). Solubilizarea mineralelor depinde de natura mineralului și de calitatea apei ca dizolvant. Practic toate mineralele prezintă un anumit grad de solubilitate dar cele mai solubile (în condiții de pH, Eh normale) sunt cele cu legături ionice tipice (sărurile). Solubilizarea poate fi congruentă (continuă) sau incongruentă (discontinuuă). Solubilizarea incongruentă este specifică silicaților. Dizolvarea se face în trepte, la început cu eliberarea rapidă a cationilor de Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , și apoi mai lent, cu trecerea în soluție a reziduurilor de alumosilicați hidratați (formați după eliberarea cationilor).

Hidroliza reprezintă o reacție de schimb prin care elementele chimice cu potențial ionic mic (cationii bazici) sunt îndepărtate dintr-un mineral prin solubilizare, iar reziduul se reorganizează sub forma unor edificii cristaline care adăunează grupări OH^- sau molecule de apă. Acest proces reprezintă mecanismul chimic fundamental prin care silicații se alterează.

Prin hidroliza lor, neoformațiile generate vor avea structură de filossilicați (cea mai stabilă în zona de alterare) și vor fi îmbogățite în grupări de oxidril.

Materialul rezultat în urma alterării și dezagregării constituie scoarța de alterare. O parte din acest material este transportat, fie pe cale mecanică, fie în soluție (ionică, coloidală) în bazinele sedimentare, unde are loc depunerea sa (decantare gravitațională și precipitare).

Scoarța de alterare se dezvoltă progresiv, la partea superioară a crustei terestre, pe grosimi variabile (pînă la 60m), între roca proaspătă și învelișul de sol. Învelișul de sol este un rezultat al activității microorganismelor în pătura superficială a scoarței de alterare iar trăsătura sa esențială o constituie fertilitatea.

Alcătuirea scoarței de alterare diferă în funcție de condițiile climatice, deosebindu-se următoarele tipuri mineralogice:

- sialitic saturat, specific regiunilor reci și temperate, cu alterare chimică relativ slabă și fără migrarea silicei;
- sialitic nesaturat sau argilitic, caracteristic zonelor calde, cu alterare chimică activă și cu îndepărtarea parțială a silicei;
- allitic sau lateritic, propriu regiunilor ecuatoriale, cu alterare foarte intensă, îndepărtarea completă a silicei și reprecipitarea aluminiului și fierului sub formă de oxizi și hidroxizi.

Scoarța de alterare este constituită din minerale relict (constituenți stabili ai materialului parental), compuși coloidal și minerale de neoformație (formate prin oxidare, carbonatare, hidroliză și hidratare). Pe verticală, funcție de poziția în raport cu nivelul hidrostatic, în scoarța de alterare se disting două zone :

- zona de oxidare, cuprinsă între suprafața scoarței și nivelul hidrostatic (pH acid, Eh pozitiv);
- zona de cimentare, extinsă sub nivelul hidrostatic (mediu neutru și alcalin - pH = 5,5 -8,5; Eh negativ).

Precipitarea chimică

Separarea compușilor anorganici, cu formare de minerale, din soluțiile naturale - coloidale sau electrolitice - este un proces larg răspândit în domeniul sedimentar și vizează atât formarea de edificii petrografice de origine chimică (calcare, evaporite, etc.) cât și formarea cimentului ce leagă clastele rocilor sedimentare detritice (calcit, gips, calcedonie, apatit).

Precipitarea soluțiilor coloidale (coagularea coloizilor) se realizează prin neutralizarea sarcinilor electrice ale particulelor coloidale sau prin evaporarea mediului de dispersie. Precipitarea se poate produce la trecerea acestor soluții din rețeaua hidrografică în bazinele marine bogate în electroliti, la întâlnirea unei mase de apă cu temperatură diferită sau cu cantitate mare de material în suspensie. Prin acumularea centrilor de coagulare se formează mase gelatinoase cu structură corpusculară sau fibroasă și bogate în molecule de apă.

Precipitarea soluțiilor electrolitice are loc când elementele chimice disociate ating simultan o anumită concentrație și soluția devine suprasaturată. Pragul de saturație se poate atinge prin adaos din afara sistemului, ridicarea temperaturii, evaporarea soluției sau modificări esențiale de pH și Eh. Pragul de saturație pentru diverse săruri se atinge progresiv iar separarea lor din soluție, prin cristalizare, se va realiza succesiv, într-o ordine care întotdeauna este invers proporțională cu ordinea de solubilizare. Ordinea ideală de precipitare s-ar putea realiza într-un bazin închis (fără aport) și cu evaporare continuă. În realitate, modificarea permanentă a caracteristicilor fizico-chimice ale bazinului face ca pragurile de saturație să se atingă

progresiv și alternativ, rezultatul fiind precipitarea ritmică, simetrică sau asimetrică.

1.c. Procese biotice

Apariția vieții pe Pământ și dezvoltarea sa în forme foarte variate a influențat considerabil evoluția procesului de sedimentare. În cadrul ariilor continentale sau bazinelor marine, activitatea biotică a contribuit, direct sau indirect, la formarea unor depozite sedimentare. În ariile continentale, dezvoltarea vegetației a influențat compoziția chimică a atmosferei (O_2 , CO_2) și a constituit o sursă pentru depozitele de cărbuni. Dezvoltarea proceselor biotice microbiene în partea superioară a scoarței de alterare a contribuit la formarea păturii de sol. În bazinele marine, desfășurarea proceselor biotice a reprezentat o condiție pentru formarea hidrocarburilor și a rocilor organogene carbonatice, silicioase și fosfatice. Formarea rocilor sedimentare organogene în raport cu activitatea biotică are loc în două momente principale:

a - în timpul vieții organismelor, rocile fiind denumite **bioconstruite**;

b - după moartea organismelor, rocile formându-se prin acumularea bioclastelor, numindu-se roci bioacumulate și prin acumularea substanței organice a acestora care poate genera în anumite condiții (mediu marin euxinic, sedimente mîloase) sapropelul generator de hidrocarburi lichide și gazoase; substanța organică vegetală acumulată în mediu continental anoxic (lipsit de oxigen), este o sursă pentru formarea cărbunilor de pământ.

Dintre activitățile biotice cu implicații petrogenetice menționăm biosecreția minerală, acreția algală și cimentarea biotică, bioconstrucția coralgă și procesele geobacteriene.

Biosecreția minerală este un proces de natură biochimică prin care organismele secretă substanțe minerale care formează scheletul sau învelișul protector (valve, cochilii, etc.) al organismului respectiv. La organismele acvatice procesul este controlat de concentrația de săruri și microelemente a apelor, de temperatură, conținutul în oxigen, bioxid de carbon, etc.

Unele grupe de alge și diatomee secretă carbonat de calciu și respectiv SiO_2 (test protector din opal). În cazul vertebratelor,

biosecreția minerală stă la baza formării oaselor și a dinților. După moartea organismelor, materialul scheletal sau bioclastele se acumulează și intră în constituția depozitelor organogene de natură carbonatică, fosfatică și silicioasă, numite depozite și roci bioclastice.

Acreția algală și cimentarea biotică. Algele, alături de capacitatea lor de a secreta carbonat de calciu, constituie și mediu capcană pentru suspensiile din imediata lor vecinătate. Astfel, algele albastre filamentoase (Cyanophyceae) secretă un mucilagiu organic care reține clastele carbonatice și necarbonatice de dimensiuni mici, acumulându-se un depozit mixt organo-mineral. Sedimentele astfel formate poartă denumirea generală de stromatolite. Când sedimentele au caracter silicios sunt denumite pseudostromatolite, fiind construite de alge și bacterii silicioase din vecinătatea izvoarelor fierbinți.

Bioconstrucția coragală (Formarea recifilor). Activitatea unor organisme coloniale și sesile (sedentare sau fixate de substrat) conduce la formarea recifilor (între paralelele de 30° latitudine nordică și sudică). Organismele care participă la bioconstrucție sunt coralii, algele (verzi și roșii) și brizoarele. Desfășurarea proceselor metabolice conduce la fixarea CaCO_3 în corpul corailor sau algelor și astfel, la creșterea scheletului mineral. Producția de CaCO_3 și dezvoltarea normală a corailor și algelor sunt considerate optime în apele cu temperaturi medii de 21°C, bine aerate și luminate și cu salinitate aproape normală (27- 40 ‰).

Scheletul format constituie armătura recifului - o rețea minerală tridimensională, rigidă, cu numeroase spații care adăpostesc organisme asociate (foraminifere, gasteropode, etc.). Aceste spații sunt treptat colmatate cu sedimente clastice (adesea rezultate din distrugerea unei părți din colonie-valuri sau organisme litofage).

Prin activitatea coragală actuală se formează recifii (litorali, barieră, insulari sau "atoli", etc.).

În formațiunile geologice se întâlnesc biohermele - acumulări masive de formă columnară sau conică - și biostromele - forme lenticulare concordante cu formațiunile care le delimitează.

Procese geobacteriene. Activitatea bacteriilor este apreciabilă din punct de vedere petrogenetic, atât prin procese mineralogenetice cât și organogenetice. Bacteriile autotrofe (utilizează energia solară în procesul de sinteză) modifică mediul mineral în care

trăiesc prin generarea de acizi anorganici (H_2SO_4 , HNO_3) și precipitarea biochimică a oxizilor, hidroxizilor, sulfatilor și carbonaților (intervin în ciclul Fe, Mn, Ca, S, N, P,). Unele bacterii, în special cele heterotrofe (obțin energia necesară proceselor de sinteză prin descompunerea substanțelor organice), acționează asupra substanțelor organice ternare - C, O și H - descompunându-le pînă la CO_2 , CH_4 și H_2O . De asemeni, bacteriile aerobe catalizează formarea uleiurilor minerale din zăcămintele petrolifere.

2. Medii și domenii de sedimentare

Cu excepția depozitelor reziduale care se acumulează "in situ", toate sedimentele se acumulează treptat în bazine de sedimentare. Un bazin de sedimentare este orice arie depresionară în care se pot acumula sedimente. Suprafața și adîncimea unui bazin de sedimentare sunt foarte variate, fapt ce explică diversitatea în extindere și grosime a formațiunilor sedimentare. Acestea mulează, de regulă, forma bazinului pe care îl colmatează. Mediul în care se acumulează sedimentele (mediul bazinului de sedimentare) poate fi subaerian, subacvatic sau subnival (sub gheață). Bazinele de sedimentare aparțin la trei domenii fundamentale de sedimentare: continental, marin și de tranziție. În domeniul continental sunt întîlnite toate mediile de sedimentare iar în domeniul marin și de tranziție se întîlnește, evident, numai mediul subacvatic.

Domeniul continental.

Găzduiește formarea rocilor sedimentare în zonele deșertice, lacustre, fluviale și glaciare (subnival).

a. Domeniul (sistemul) deșertic.

Procese de sedimentare sunt dominate de acțiunile de deflație, transport și depunere eoliană și în mai mică măsură de acțiunea apelor de șiroare sau torenților și de procesele chimice. Depozitele formate au caracter mecanic și chimic: pavaje de deflație, cuverturi și dune de nisip, conuri de defecție și aluviuni sporadice, mîluri și cruste evaporitice. Pavajele de deflație sunt bolovănișuri și pietrișuri angulare, cu fețe lustruite, rămase "in situ" după îndepărtarea prin deflație a fracțiunii medii și fine.

b. Domeniul glaciatic.

Procese de sedimentare sunt exclusiv mecanice -erozionale și depozitionale - și au intensitate mai mare la marginea ghețurilor. Prin acumularea sedimentelor glaciare se formează morene, conuri de defecție, terase fluvio-glaciare, microdelte, etc.

c. Domeniul lacustru.

Condițiile de sedimentare în lacuri sunt determinate de dimensiunile lacului, alcătuirea petrografică a regiunilor învecinate (aria sursă), factorii climatici, activitatea biotică, etc. În funcție de acești factori, procesele sedimentogene pot fi mecanice, chimice și biotice.

Prin procese mecanice se formează sedimente clastice de apă puțin adâncă - blocuri, pietrișuri și nisipuri formând plaje, conuri de defecție sau microdelte subacvatice - și de apă adâncă - mlășuri și silturi. Procesele mecanice domină sistemele lacustre amplasate în regiuni reci, temperate sau zone montane.

Sedimentele formate prin precipitare chimică sunt reprezentate prin oolite feruginoase și noduli de mangan (lacuri din zonele subpolare), calcare micritice cu nivele organice și noduli polimetaliici asociați cu nisip și pietriș (lacuri din zone temperate) și carbonați, sulfati, cloruri, borați și azotați (lacuri din zone aride).

Sedimentele biogene pot fi de bioconstrucție (stromatolite), de bioacumulare în zonele marginale (falune) și bazinale (crete și diatomite). Prin acumularea substanței vegetale sau animale în lacurile situate în zone cu climă umedă pot duce în anumite condiții (mediu reducător, activități bacteriene) la formarea turbei și a sapropelurilor.

d. Domeniul paludal.

Mlaștinile constituie, de cele mai multe ori, ultima etapă a evoluției lacurilor. Sedimentele care se formează în mlaștini sunt constituite din substanțe vegetale, produse de precipitație și, accidental, material terigen fin. Turba, unele depozite calcaroase și depozitele de compuși ai fierului și manganului reprezintă principalele tipuri de sedimente formate în domeniul paludal.

e. Domeniul fluvial.

Procese de sedimentare sunt exclusiv mecanice iar produsele sedimentării sunt aluviunile. În domeniul fluvial se disting două sectoare: premontan și al văilor de câmpie. În sectorul premontan,

situat la periferia zonelor muntoase, unde panta se micșorează și viteza cursurilor de apă scade, are loc depozitarea materialului grosier rezultat prin dezagregarea rocilor din munți. Sectorul văilor de cîmpie cuprinde părțile mijlocii și inferioare ale cursurilor de apă. Aici condițiile de sedimentare sunt mult mai variate. Sedimentarea se prezintă în două aspecte deosebite: depunerile din albia propriu-zisă și depunerile din luncile inundabile. Depunerile din albie sunt constituite din material grosier (nisipuri, pietrisuri) cu stratificație oblică. În luncile inundabile se depune material foarte fin, cu resturi de organisme. Crăpăturile de uscare și urmele de pași ale animalelor terestre sunt caracteristice pentru aceste sedimente.

Domeniul marin (oceanic).

Ocupă în prezent 2/3 din suprafața Pămîntului și aici s-au format și se formează cele mai extinse și mai groase asociații de roci sedimentare.

Zonele de sedimentare se separă, pe criteriile batimetrice, în zona litorală (0 - 10m), neritică (10 - 200m), batială (200 - 2000m), abisală (2000 - 5000, 6000m) și hadală. Această separare se bazează pe faptul că adîncimea condiționează modificarea factorilor fizici (lumină, temperatură, presiune, densitate), chimici (sălinitate, conținut în gaze) și biotici și, astfel, natura sedimentelor din fiecare zonă.

Bazinele de sedimentare pot fi închise (Marea Caspică), semiînchise, cu circulația permanentă a apelor (Marea Mediterană) sau ocazională (Marea Neagră- regim euxinic sau restrictiv) și bazine deschise, situate la mari adîncimi în largul oceanelor.

a. Domeniul litoral.

Condițiile de sedimentare și natura sedimentelor din domeniul litoral sunt determinate de numeroși factori dintre care menționăm configurația țărmului și natura petrografică a lui, climatul și prezența sau absența mareelor. Cazurile cele mai generale sunt reprezentate de zonele litorale neafectate de marea și zonele litorale afectate de mișcări mareice. În primul caz sedimentarea conduce la formarea plajelor în alcătuirea cărora ponderea cea mai mare o au nisipurile (fine și grosiere). Sortarea lor este funcție de energia valurilor: foarte bună cînd au fost depuse de valuri cu energie constantă și moderată sau chiar slabă cînd energia valurilor a fost neuniformă (alternarea furtunilor cu momente de calm). Nisipurile sunt constituite din cuarț,

feldspat și miche, alături de care se mai găsesc rutil, zircon, magnetit, ilmenit, etc. (plajele din Brazilia, India, S.U.A.). În zonele în care valurile nu sunt foarte active și lipsește aportul continental, se concentrează calcit, aragonit, cochiliile de organisme (care pe litoralul românesc formează lumașele) și fragmente clastice de minerale și roci.

Sedimentarea în zonele litorale afectate de maree conduce la formarea plajelor submerse care constituie suprafețe sau câmpii tidale. Sedimentele se dezvoltă paralel cu linia țărmului și sunt alcătuite din argilă, silt (depuse în timpul refluxului) și nisip fin (depus în timpul fluxului). Mai rar se întâlnesc și sedimente chimice (ghips, anhidrit, cruste aragonitice și dolomitice, etc.) și biotice (stromatolite).

b. Domeniul neritic (zona șelfului).

Principalele categorii genetice de sedimente care se formează în domeniul neritic sunt sedimentele detritice, organogene și chimice, prin procese mecanice, biotice și chimice.

Sedimentele detritice sunt constituite din nisip, silt și argilă (există o tendință de sortare de la nisip la argilă, cu creșterea adâncimii). Sedimentele organogene reprezintă fie acumulări de cochilii, testuri, fragmente de schelete (acumulări numite lumașele), fie depozite formate prin activitatea corailor, algelor, briozoarelor (roci bioconstruite). Sedimentele chimice pot fi autigene (formate prin precipitare) sau reziduale. Sedimentele reziduale reprezintă o categorie subordonată și constituie produse ale alterației subacvatice (halmiroliza).

c. Domeniile batial, abisal și hadal.

Sedimentele de mare adâncime sunt reprezentate prin mîluri, argile, silicolite, calcare pelagice și noduli polimetaliici de Mn, Fe, Cu, Ni, CO.

Mîlurile carbonatice au cea mai largă răspîndire. Conțin cel puțin 30% CaCO_3 , reprezentînd, în principal, testuri sau fragmente de testuri de globigerine. În regiunile mai apropiate coastelor conțin, în cantități subordonate, și material terigen. În multe cazuri particulele sunt atît de mici încît nu poate fi demonstrată natura lor organogenă. Mîlurile carbonatice sunt denumite mîluri cu globigerine doar cînd prezența testurilor de globigerine este certă.

O a doua mare categorie de sedimente de mare adîncă se caracterizează prin participarea masivă a mineralelor argiloase (între 20 - 80%). Principalele tipuri de depozite sunt:

- argile roșii (peste 80% minerale argiloase);
- mîlul albastru (culoarea este dată de un mineral - hidrotrolit)
- mîlul cu diatomee (40 - 45% frustule de diatomee și 20 - 30% minerale argiloase);
- mîlul cu radiolari (testuri de radiolari și minerale argiloase în cantitate mică).

Nodulii de mangan și concrețiunile manganoase au o compoziție chimică complexă și conțin alături de Mn și Fe, Cu, Co, Ni, Pb. Noduli au în general forma sferică și sunt alcătuiți din alternanțe de pături de oxizi și pături de sediment sau material vulcanic. Concentrațiile de oxid de mangan pot apărea și sub formă de concrețiuni, plăci, cruste, impregnații, etc.

Dintre sedimentele de mare adîncă mai amintim: mîluri vulcanice, mîluri și nisipuri verzi glauconitice, mîluri cu sulfuri metalice (Marea Roșie), etc.

Domeniul de tranziție.

Se conturează între arile continentale și cele marine sau oceanice, acolo unde bazinele de sedimentare se află sub influența simultană a uscatului și a apelor marine. Zonele de sedimentare ce aparțin acestui domeniu sunt zonele deltaice și lagunare, limanurile și estuarele. Adesea, sedimentele acumulate în astfel de zone - de regulă sporadice și restrînse ca suprafață - au caractere mixte. Sedimentele lagunare au caracter evaporitic și/sau detritic iar sedimentele deltaice sunt constituite din material terigen (pietriș, nisip, argilă), din geluri și din produse de descompunere a substanțelor organice.

3. Procese postdepoziționale. Diageneza

Diageneza reprezintă o etapă fundamentală din evoluția depozitelor sedimentare, cuprinzînd totalitatea proceselor fizice, chimice și biochimice care afectează sedimentele după depunere și pînă în momentul cînd acestea s-au transformat în roci. Între alterare

și metamorfism (ca interval), totalitatea transformărilor pe care le suferă sedimentele pentru a deveni roci, sunt de natură diagenetică. Litificarea (consolidarea) sedimentelor este un proces controlat de presiune și temperatură și sub directă influență a soluțiilor interstițiale. Presiunea (litostatică și hidrostatică) crește odată cu creșterea adâncimii de îngropare a sedimentelor. Limita față de metamorfism corespunde unei presiuni de 4 - 5kbar (la o adâncime de circa 10000m). Temperatura atinge, la limita cu metamorfismul, valori de 150 - 200°C.

Principalele procese diagenetice sunt: tasarea, dizolvarea, cimentarea, neomorfismul, metasomatoza și diferențierea diagenetică.

Tasarea (compactizarea). Sedimentele neconsolidate, datorită propriei greutate și a greutății sedimentelor care se acumulează deasupra lor, se tasează (își reduc volumul global). Procesul de compactizare este progresiv; se desfășoară rapid la început și apoi continuă lent pînă la consolidarea sedimentelor.

Dizolvarea. Trecerea substanțelor în soluție poate avea loc la suprafață cît și în profunzimea sedimentelor. În funcție de natura chimică a granulelor, dizolvarea poate fi congruentă sau incongruentă (selectivă).

Cimentarea. Este un proces cu implicații majore în special asupra sedimentelor clastice și constă în apariția, pe cale chimică, a unei substanțe între granule (ciment), realizînd consolidarea edificiului petrografic. Procesul de cimentare este controlat de legile precipitării mineralelor în spații interstițiale prin care circulă fluide de diferite compoziții. Natura mineralogică a cimentului este condiționată de compoziția soluțiilor interstițiale care, la rîndul ei, este funcție de natura litologică a sedimentului prin care circulă. Cele mai frecvente tipuri de ciment sunt: silicios, carbonatic, sulfatic, fosfatic, sideritic și hematitic.

Nemorfismul. Reprezintă un proces izochimic prin care geluri sau cristale preexistente sunt înlocuite prin neoformații ale aceleiași specii minerale prin recristalizări, transformări polimorfe și creșteri ale granulelor. Recristalizarea constă în trecerea unei faze minerale de la o formă microcristalină (dimensiunea cristalelor < 0,1 mm) la o formă macrogranulară.

Metasomatismul diagenetic. În cadrul proceselor postdepoziționale, metasomatoza (substituția unor constituenți

primari prin aport și îndepărtare de substanță - proces allochimic) conduce la transformări profunde în compoziția chimică a sedimentelor și rocilor sedimentare. Modificările se produc prin dizolvarea mineralelor preexistente și precipitarea imediată a mineralelor de neoformație, fără modificări de volum (+/- formă). Desfășurarea procesului este condiționată de prezența unui mediu umed, în special apa de interstiție.

Substituțiile sunt foarte frecvente în domeniul sedimentar și pot fi procese minore (înlocuiri parțiale ale unor volume mici de rocă) sau de anvergură, prin care se înlocuiesc volume mari și apar roci noi. Printre cele mai frecvente procese de metasomatoză diagenetică se situează dolomitizarea (trecerea calcarelor în dolomite), silicifierea, calcitizarea, sulfatizarea și piritizarea.

Diferențierea diagenetică. În sedimentele fine și omogene din punct de vedere granulometric (dimensional), dar cu compoziție variată și distribuție neuniformă a mineralelor, prin fenomenul de difuzie și precipitare se poate realiza concentrarea fazelor subordonate și individualizarea lor sub formă de concrețiuni, nodule, rozete, etc. Asemenea formațiuni se întâlnesc frecvent în nisipuri, gresii, marnе, calcarenite, crete, etc.

V.2. Roci sedimentare

Orice rocă este definită printr-o anumită compoziție, structură și textură. Compoziția rocilor sedimentare reflectă caracterul lor poligenetic. Din punct de vedere genetic se disting constituenții de origine terigenă, chimică, biogenă, vulcanică și cosmică. Constituenții terigeni au caracter de detritus - material provenit prin fragmentarea rocilor preexistente și apoi deplasat (eolian, acvatic, glaciatic) spre locul de acumulare. Se mai numesc și constituenți alogeni ("străini" în raport cu bazinul de sedimentare). Constituenții de origine chimică reprezintă produse de precipitare din soluțiile naturale. Sunt numiți autigeni (se formează în interiorul bazinului de sedimentare).

Aspectul structural specific pentru rocile sedimentare îl reprezintă stratificația; ea se concretizează în existența straturilor, a păturilor de material deosebite între ele prin unele din caracterele lor.

Stratul reprezintă unitatea fundamentală a structurii rocilor sedimentare. Stratificația poate fi paralelă, înclinată, încrucișată sau gradată (scăderea treptată a dimensiunilor elementelor de la bază spre partea superioară a stratului și repetarea într-un pachet întreg de strate).

Clasificările actuale ale rocilor sedimentare se bazează pe criteriile genetic și mineralogic. Astfel, rocile sedimentare sunt grupate în roci clastice, roci argiloase, roci carbonatice, silicolite, fosforite, evaporite, ferilite, allite și manganolite.

1. Roci clastice

Rocile clastice, în funcție de natura materialului, se împart în două grupe: roci epiclastice (detritice) și roci piroclastice.

1.a. Roci epiclastice

Sunt alcătuite din constituenți de origine terigenă de natură mineralogică (granoclaste) și petrografică (litoclaste) eterogenă. Materialul se acumulează pe cale mecanică și se prezintă sub formă de depozite mobile (neconsolidate) și depozite consolidate.

Clasificarea lor cea mai uzuală are la bază criteriul granulometric (dimensional), în funcție de care se separă roci psefitice, psamitice, aleuritice și pelitice.

Psefitele (ruditele) sunt alcătuite din claste cu dimensiuni mai mari de 2 mm. Rocile mobile sunt reprezentate prin *blocuri*, *bolovănișuri* și *pietrișuri*. Rocile consolidate cuprind *conglomeratele* și *breciile*. Conglomeratele sunt alcătuite din claste (galeți) rotunjite, prinse într-un ciment sau matrice. Breciile au clastele angulare.

Psamitele (arenitele) constituie depozite detritice mobile - *nisipuri* - sau consolidate - *gresii* - alcătuite din particule terigene cu dimensiuni cuprinse între 2 și 0,063 mm. Nisipurile au o compoziție mineralogică foarte diversă, reflectând diversitatea petrografică a ariilor sursă dezagregate. Componentul principal în nisipuri este cuarțul. Alături de acesta mai apar feldspați, litoclaste (fragmente de roci), mice, minerale grele (rutil, zircon, turmalină, aur, diamante, etc.). Există clasificări ale nisipurilor bazate pe compoziția mineralogică, domeniul de formare (marine, fluviale, eoliene), etc. După criteriul mineralogic menționăm:

- nisip cuarțos, $Q > 90\%$;
- nisip feldspatic, $Q < 75\%$, $F > 25\%$;
- nisip litic, $Q < 75\%$, $L > 25\%$.

Gresiile sunt nisipuri consolidate printr-un liant care poate fi ciment (în gresiile propriu - zise) sau matrice (în graywacke). Principalul criteriu pentru sistematica și nomenclatura gresiilor are la bază participarea procentuală a cuarțului, feldspaților și litoclastelor. Astfel gresiile pot fi:

- cuarțoase, $Q > 95\%$;
- arcoziene (arcoze), $Q < 75\%$, $F > 25\%$, $L < 25\%$;
- litice, $Q < 75\%$, $L > 25\%$, $F < 25\%$.

Dacă liantul depășește 15% din volumul rocii, aceasta se numește *graywacke*. Sistematica lor este identică cu a gresiilor. Cimentul gresiilor poate fi silicios, carbonatic, sulfatic sau oxidic.

Rocile aleuritice (silturi) sunt formate din particule terigene fine, cu dimensiuni cuprinse între 0,063mm și 0,0039mm. Depozitele sunt relativ omogene și constituie *loess-ul* și *rocile loessoide*. Loessul formează depozite pulverulente, cu aspect msiv, lipsite de stratificație. Din punct de vedere mineralogic sunt alcătuite din cuarț (20 - 70%), feldspați (20 - 40%), mice, minerale argiloase, minerale grele, calcit

(în "păpușile de loess"). Loess-ul formează depozite exclusiv cuaternare, de origine eoliană și periglaciară, acumulate în zone submontane, de platouri și în zone de câmpie.

Rocile pelitice (lutite), datorită caracterului lor poligenetic, vor fi tratate separat.

1.b. Roci piroclastice

Sunt formate din constituenți de natură vulcanică care însă suportă procese de natură sedimentară (transport, acumulare și, eventual, consolidare). Activitatea vulcanică explozivă conduce la apariția unui material fragmentar care, prin acumulare gravitațională, dă naștere la depozite endogene după natura petrografică a materialului, dar exogene (sedimentare) prin dinamica suferită de particule. Cele mai multe dintre aceste depozite se acumulează, de regulă, sub formă de strate și se găsesc intercalate în alte formațiuni sedimentare. Adesea însă, acest material se acumulează simultan cu cel epiclastic, determinând apariția de roci mixte din punct de vedere al provenienței materialului. Depozitele neconsolidate (*tephra*) cuprind *blocuri* și *bombe vulcanice* (diametru de 64 - 2mm) și *cenușă vulcanică* (diametru < 2mm). Prin cimentarea acestora rezultă *brecii* și *aglomerate vulcanice*, *tufuri lapilice* și *scoriacee* și *tufuri vulcanice*.

Tufurile sunt roci ușoare, cu porozitate ridicată și divers colorate (galben, verde, cenușiu). În alcătuirea lor intră particule de sticlă vulcanică, cristale și litoclaste (de natură vulcanică, nu terigenă). Mai sunt numite și *cinerite*.

2. Roci argiloase (argile)

Rocile argiloase sau argilele reprezintă depozite sedimentare poligenetice care au drept caracter comun alcătuirea mineralogică (minerale argiloase) și dimensiunile foarte fine ale particulelor constitutive (de la 0,0039mm până la dimensiunile coloidale). Argilele pot fi polimictice când sunt formate dintr-un amestec de minerale argiloase, sau oligomictice când conțin în proporție ridicată unul din mineralele argiloase răspândite: caolin, montmorillonit, illit.

Argilele polimictice sunt roci compacte, masive sau stratificate, cu porozitate mare și permeabilitate redusă; *prin umezire devin plastice*. Conțin în proporție de 40 -100% minerale argiloase la care se adaugă mica, cuarț, feldspați, material organic cărbunos (în argile cărbunoase) și bituminos (în argile bituminoase). Formează depozite reziduale continentale și formațiuni sedimentare în bazine lacustre și marine.

Argilele caolinice au culoare albă cenușie, plasticitate mare și capacitate de absorbție și de schimb ionic moderate. Se formează frecvent în bazine lacustre dar intră și în constituția scoarțelor de alterare.

Argilele montmorillonitice au culoarea alb gălbuie, verde albăstrui, plasticitate și refractaritate ridicate, capacitate de schimb ionic și de absorbție foarte mari. Se asociază în formațiuni vulcano-sedimentare sau sedimentare marine.

Argilele illitice sunt de culoare cenușie brună sau verzule, omogene, stratificate și cu plasticitate redusă; *nu se înmoaie în apă*. Se acumulează în bazine marine, în medii neutre sau slab alcaline.

Argilele reprezintă materia primă de bază a industriei ceramice brute, semifine și fine. Prin mărirea procentului de Al_2O_3 al argiilor folosite în industria ceramică se obțin produse cu proprietăți superioare care înlocuiesc cu succes unele metale feroase, neferoase sau aliaje (oțeluri).

Marnele sunt roci compacte, masive sau stratificate, divers colorate: cenușiu deschis, brun, brun gălbui, roșu. Alături de minerale argiloase, în constituția lor intră în cantități aproximativ egale (33 - 66%) și calcit, siderit, dolomit, uneori gips. Apar interstratificate în formațiuni marine terigene, carbonatice și evaporitice. Reprezintă un termen de tranziție spre rocile carbonatice.

3. Roci carbonatice

Rocile sedimentare carbonatice conțin mai mult de 50% carbonați și se numesc *calcare* dacă sunt formate din calcit și / sau aragonit și *dolomite* dacă în alcătuirea lor intră, preponderent, mineralul dolomit.

3.a. Calcare

Sunt roci poligenetice, formate prin:

- precipitare chimică;
- activitate biotică sau acumulare de bioclaste;
- sedimentare de granoclaste și litoclaste carbonatice.

Principalele categorii genetice și structurale de calcare sunt calcare omogene, corpusculare, biogene și clastice.

Calcarele omogene se formează prin precipitare chimică și în funcție de dimensiunea cristalelor se disting *micrite* (diametru $< 4\mu\text{m}$) și *sparite* (diametru $> 4\mu\text{m}$). Adesea însă, datorită tendinței de trecere a micritului în sparit, într-un calcar omogen se întâlnesc ambele categorii texturale.

Calcarele omogene sunt roci compacte, divers colorate (alb, galben, cenușiu, roșu), formând nivele stratificate.

Calcarele corpusculare (alochemice) sunt formate din corpusculi carbonatici (ooide, pelete, lumpuri, interclaste) de origine chimică prinși într-un liant micritic sau sparitic. *Calcarele oolitice* sunt acătuite din ooide (corpusculi cu aspect sferic sau elipsoidal cu nucleu central și cortex - înveliș sau anvelopă - format din pături micronice de carbonat) calcitice și / sau aragonitice, cimentate cu micrit (*oomicrite*) sau cu sparit (*oosparite*).

Calcarele organogene reprezintă fie acumulări de teste și schelete de organisme, întregi sau fragmentate, fie depozite rezultate în urma activității organismelor coloniale. În primul caz ele se numesc *calcare bioacumulate* iar în al doilea *calcare bioconstruite*. Calcarele bioacumulate sunt denumite *falune* dacă reprezintă depozite mobile și *lumașele* dacă sunt cimentate.

Creta este o varietate de calcar considerată de mulți autori de origine biogenă (acumularea bioclastelor de globigerine). Roca este albă, poroasă și friabilă, formând bancuri de zeci de metri grosime.

Calcarele clastice sunt formate din mai mult de 50% fragmente calcaroase de diverse dimensiuni și origini, provenite prin acumulare mecanică. Clasificarea lor se bazează pe criteriul granulometric: calcirudit, *calcarenit*, *calcisiltit*, *calcilutit*.

Calcare continentale

Cele mai frecvente roci calcaroase formate în domeniul continental sunt *travertinele*, *crustele calcaroase* și *speleothemele*.

Travertinele se formează prin precipitarea carbonatului de calciu din ape cu temperatură obișnuită, sub formă de cruste sau pe tulpini de plante; datorită distrugerii substanței organice, rocile devin foarte poroase și ușoare, în masa lor deosebindu-se foarte bine spațiile libere în care se găseau plantele. Precipitarea se face de obicei pe mușchi și în zone cu izvoare de natură postvulcanică (ex. Borsec).

Speleothemele (*stalactite*, *stalagmite*) sunt formațiuni de peșteră care iau naștere prin separarea carbonatului de calciu din picăturile de apă subterană. Procesul este pur chimic și se produce fie, mai ales, datorită degajării de CO_2 în urma schimbării presiunii și temperaturii soluțiilor.

Crustele calcaroase se formează la suprafața solurilor sau pe fragmente de roci în zonele cu climă caldă și evaporatie intensă.

Substratul este, aproape întotdeauna, calcaros.

3.b. Dolomite

Sunt roci carbonatice, cristalizate, formate din mai mult de 50% dolomit - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Se deosebesc foarte greu macroscopic de calcare. Textural se separă *dolomicrite* și *dolosparite*. Genetic, se disting dolomite primare și dolomite secundare.

Dolomitele primare reprezintă produse de precipitație chimică în medii cu caracter lagunar. Sunt compacte, omogene și lipsite de faună.

Dolomitele secundare au caracter diagenetic și reprezintă produse de substituție metasomatică a unor vechi depozite calcaroase. Formează corpuri neregulate sau cu dezvoltare lentiliformă, sunt poroase (cavernoase) și cu resturi fosile dolomitizate.

Recent, unii cercetători au adus în discuție posibilitatea formării dolomitelor prin precipitare biochimică (prin intervenția bacteriilor).

4. Silicolite

Sunt alcătuite preponderent din silice (opal amorf, calcedonie criptocristalină și subordonat cuarț). Mai conțin, ca impurități, minerale argiloase, hematit și substanță organică. Se formează prin procese biogene, chimice sau diagenetice. Se prezintă sub formă de strate sau acumulări informe (accidente silicioase). Dintre silicolitele stratiforme menționăm *diatomitele*, *radiolaritele* și *spongolitele* - formate prin procese biogene- și *geyseritele* (chimice) și *jaspurile* (diagenetice).

Diatomitele sunt roci ușoare, foarte poroase, de culoare albă, formate preponderent din frustule de diatomee (50-80%) în medii lacustre, salmastre sau marine.

Radiolaritele sunt roci compacte, dure, divers colorate: roșu, verde, negru. Conțin testuri de radiolari. Prezintă microstratificație și se asociază frecvent cu depozite vulcano- sedimentare și curgeri de lave submarine în care formează nivele reper.

Spongolitele sunt roci omogene, compacte și dure, formate în principal din spiculi de spongieri. Au culoare cenușie sau brună și se formează în domeniul marin.

Geyseritele se formează prin precipitarea silicei în jurul izvoarelor fierbinți bogate în silice (geyseri). Sunt spongioase și ușoare, au diverse culori- alb, galben, roz, verde- și se prezintă sub formă de cruste (masive, concreționare, fibroase).

Jaspurile sunt stratiforme, compacte, dure, de culoare roșie, neagră sau verde. Se găsesc ca intercalații în calcare, argile și piroclastite și reprezintă produse de diageneză ale unor radiolarite (conțin radiolari).

Accidente silicioase se dezvoltă în alte roci sedimentare- calcare, argile, gresii- prin procese de diferențiere diagenetică. Se prezintă ca acumulări informe care se detașează ușor de roca gazdă (*silexul* din cretă) sau care formează corp comun cu aceasta (*chaille-ul* în calcare).

Menilitele reprezintă concentrații de silice (opal brun roșcat, galben) interstratificate în masa unor argile sau mame bogate în substanță organică; sunt considerate roci "mama" de hidrocarburi.

5. Fosforite

Sunt constituite în principal din fosfați de calciu: apatit (hidroxilapatit, fluorapatit, clorapatit), francolit (varietate criptocristalină) și colofan (varietate colomorfă). Se formează prin procese biogene, chimice sau diagenetice. Au aspect stratiform sau concreționar (noduli). Au un conținut de P_2O_5 mai mare de 5%.

Fosforitele stratiforme se aseamănă cu calcarele și gresiile. Sunt de culoare galben brună și constituie strate cu grosimi decimetrice sau metrice.

Breciile de oase (ale vertebratelor superioare) formează acumulări lenticulare, stratiforme, cu aspect brecios și sunt necimentate sau slab consolidate.

Fosforitele cu organisme conțin fosfați sub formă de liant, noduli sau pseudomorfoze în masa unor roci de tipul biocalcarenitelor și silicolitelor.

Fosforitele concreționare se întâlnesc în argile, calcare sau nisipuri și ajung la dimensiuni centimetrice sau decimetrice. Sunt dispuse în lungul stratului sau fuzionează formînd un nivel fosforitic spongiuos.

Depozitele de guano au o compoziție complexă și reprezintă acumulări de excremente și oase de vertebrate, în domeniul continental (zone insulare și domeniul speleean). Materialul se acumulează în forme neregulate cu grosimi ce pot atinge uneori 30m. Sedimentul este format din fosfați de calciu, de amoniu și sulfati alcalini. Prin consolidare sedimentul se cimentează și apare concreționar, cavernos. La noi în țară depozitele de guano se găsesc în peșterile de la Cioclovina, Baia de Fier și Gura Dobrogei. Este un foarte bun îngrășămînt chimic natural.

6. Evaporite

Evaporitele reprezintă, în exclusivitate, produse de natură chimică. Se formează prin precipitare din soluții naturale, în medii lacustre, lagunare sau marine. Constituenții minerali principali ai evaporitelor sunt sulfati și halogenuri de Ca, Na, K și Mg, formînd depozite de gips și anhidrit și depozite saline.

6.a. Evaporite cu gips și anhidrit

Rocile constituite din gips și anhidrit se întâlnesc sub formă de intercalații sîratiforme, corpuri lenticulare sau mase neregulate în argile și marne și mai rar în calcare și dolomite. Au culoarea albă dar pot prezenta și culori închise cînd conțin impurități. Prezintă o mare diversitate de structuri dintre care menționăm structurile ritmice și nodulare. Structurile ritmice sunt determinate de alternanța unor cupluri minerale (gips - argilă; gips - anhidrit - argilă). Fenomenul de depunere ritmică este datorat unor cauze ciclice (schimbări sezoniere ale regimului chimic și termic al soluțiilor). Structurile nodulare sunt determinate de concentrarea locală a gipsului și anhidritului pe fondul unei mase fundamentale argiloase, carbonatice sau dolomitice. Căile de formare a acestor structuri sunt foarte diverse.

În sedimentele actuale gipsul și anhidritul se prezintă sub formă de cruste, noduli, lamine și apar în lagune, cîmpii tidale sau zone deșertice (lacuri cu caracter intermitent). În țara noastră evaporitele cu gips și anhidrit se grupează în zona subcarpatică (Tazlău, Slănic, Pucioasa, etc) și Bazinul Transilvaniei (Copăceni, Aghireș, etc.)

6.b. Evaporite saline

Evaporitele saline reprezintă principala sursă de sare gemă și săruri delicvescente și grupează două tipuri de asociații mineralogice; *depozite de halit* și *depozitele de săruri de K și Mg*. Sarea gemă este incoloră sau cenușie (impurități argiloase și bituminoase), roșcată sau gălbuie (oxizi și hidroxizi de Fe), violacee și albastră. Sărurile de K și Mg sunt de obicei roz roșcate.

Evaporitele saline prezintă structuri ritmice și mai rar noduloase. Depozitele de halit conțin cantități reduse de anhidrit, dolomit, etc.

Depozitele de săruri de K și Mg conțin sulfati și cloruri.

Evaporitele saline se asociază cu argile, dolomite și substanțe bituminoase; sunt lipsite de faună.

În țara noastră depozitele de sare gemă sunt dispuse în două zone: zona subcarpatică (Cacica, Tg. Ocna, Slănic, Ocnele Mari, etc.)

și zona intracarpatică (Ocna șugatag, Ocna Sibiului, Ocna Mureș, Ocna Dej, etc.)

7. Ferilite

Ferilitele reprezintă roci sedimentare cu un conținut în Fe_2O_3 mai mare de 15% și pot avea caracter continental sau marin. Mineralele cu fier din constituția ferilitelor se grupează în patru faciesuri distincte.

- *oxidic* (goethit, magnetit, hematit);
- *carbonatic* (siderit, ankerit);
- *silicatic* (clorite - chamosit, thuringit);
- *sulfidic* (pirită, marcasită, hidrotroilit - $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, etc.).

Depozitele de oxizi și hidroxizi reprezintă fie produse de precipitare chimică în medii oxidante, fie produse de transformare a compușilor feroși în medii cu Eh pozitiv.

Depozitele de carbonați se formează în medii alcaline, sărace în oxigen; reprezintă minereuri sărace în fier în raport cu depozitele de oxizi și hidroxizi.

Silicații de fier se formează în medii marine, slab oxidante iar sulfurile se formează în medii reducătoare.

Depozitele feruginoase sedimentare îmbracă trei aspecte generale: ooide, strate și cruste sau "pălării de fier".

Tipul ooidic este cunoscut sub numele de "*minette*" și caracterizează depozitele alcătuite preponderent din ooide cu goethit, hematit și chamosit, prinse într-un liant carbonatic sau argilos.

Tipul stratiform este cunoscut și sub numele de "*taconite*". Depozitele sunt bogate în magnetit, hematit, calcedonie și cuarț; prezintă stratificație ritmică vizibilă.

"*Pălăriile de fier*" sunt depozite reziduale cu oxizi și hidroxizi de fier formate în zona de oxidare a unor acumulări primare de silicați, carbonați sau roci cu conținut ridicat în fier (indiferent de geneza lor).

8. Allite

Reprezintă o entitate petrografică separată pe criteriul chimic. Depozitele au raportul $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2 > 2,3$ și din punct de vedere petrografic corespund *lateritelor* și *bauxitelor*. În constituția allitelor intră minerale aluminoase (gibbsit, diaspor, boehmit), oxizi și hidroxizi de fier (hematit, goethit, lepidocrocit), minerale argiloase (caolinit, illit, etc.) și particule alogene (cuarț, minerale grele).

Lateritele se formează prin alterare chimică de tip allitic a rocilor preexistente, în condițiile unui climat intertropical umed. Constituie depozite reziduale și intră în alcătuirea scoarțelor de alterare.

Bauxitele sunt poligenetice; pot fi depozite reziduale formate prin alterare de tip allitic (laterite fosile), depozite remaniate sau depozite formate prin precipitare chimică în mediu marin.

Allitele formează depozite stratiforme, lenticulare sau sub formă de pungi cu aspect divers. Rocile pot fi masive, compacte, dure sau friabile și pămîntoase. Culoarea este funcție de compoziția mineralogică și poate fi roșie, brună, cenușie verzuie, neagră, galbenă sau albă.

Bauxitele reprezintă principala sursă de Al. În țara noastră, zăcămintele exploatabile de bauxită se găsesc în Munții Pădurea Craiului. Au formă de lentile și pungi în calcare (*Karst - bauxite*).

9. Manganolite

În domeniul sedimentar, manganul formează acumulări foarte asemănătoare cu cele ale fierului; în foarte multe cazuri depozitele sunt mixte, fero-manganoase iar în situațiile cînd elementul dominant este manganul, fierul apare cu regularitate drept component subordonat. Cele mai frecvente minerale sunt oxizii și hidroxizii de Mn. Depozitele au culoarea neagră, uneori pînă la albăstruie. Formele cele mai comune sunt cele concreționare și mai rar oolitice.

Rocile pot fi compacte, stratificate sau vacuolare, poroase, în funcție de geneza lor. Reprezintă fie acumulări formate prin alterare chimică a unor roci preexistente, fie depozite formate prin precipitare chimică în domeniul marin. Depozitele marine sunt reprezentate prin

"nodulii de Mn " de formă concreționară, sferoidală și mai rar cruste, impregnații și depuneri masive. Se formează în domeniul abisal (câmpii abisale la adâncimi mai mari de 2500 - 3000m) sau pe platformele continentale, la adâncimi mai mici de 200m.

V.3. Bitumene naturale

Bitumenul natural reprezintă un amestec complex și variat de hidrocarburi gazoase, solide și lichide. Bitumenele sunt cantonate în roci sedimentare care se numesc bituminoase când bitumenul este legat chimic de sedimentul mineral, sau bituminifere dacă este legat numai fizic, ocupând porii, fisurile și cavitățile rocii respective. Principalele bitumene naturale sunt petrolul, gazele naturale combustibile, asfaltul (bitumul natural), smoala, parafinele fosile, bitumolitele și asfaltoidele.

Petrolul.

Reprezintă un amestec natural, lichid, uleios și inflamabil, de hidrocarburi gazoase, lichide și solide, formând soluții sau suspensii coloidale. În condiții de suprafață este numit *țifei*.

În general, în compoziția petrolului se mai întâlnesc și compuși organici complecși, compuși cu sulf, diverși oxizi, apă sărată și resturi de organisme.

Hidrocarburile sunt compuși organici alcătuiți din carbon și hidrogen, indiferent de numărul atomilor componenți și de modul de așezare în cadrul moleculei. Se cunosc peste 30000 de hidrocarburi. În petroluri se pot întâlni:

1. *Hidrocarburi saturate aciclice (alcani)* din seria parafinică, cu formula generală C_nH_{2n+2} . Primii termeni (metan - CH_4 , etan - C_2H_6 , propan - C_3H_8 , butan - C_4H_{10}) sunt în stare gazoasă în condițiile normale de temperatură și presiune. Cei cuprinși între C_5H_{12} și $C_{16}H_{34}$ sunt lichizi, iar ceilalți sunt solizi.

2. *Hidrocarburi saturate ciclice* care formează seria naftenică, cu formula generală C_nH_{2n} ; sunt numai lichide și solide.

3. *Hidrocarburi nesaturate ciclice (aromatice)*; majoritatea sunt lichide la temperaturi obișnuite (benzen, naftalen, etc.).

4. *Hidrocarburi nesaturate aciclice*, se găsesc foarte rar în petrol.

5. *Hidrocarburi superioare din alte serii*, sunt puțin răspândite. Compușii organici complecși dizolvați în petrol sunt derivați din componentele materiei organice din care s-a format petrolul.

Compușii cu sulf cuprind hidrogenul sulfurat, mercaptanele, tiofenene și în cantități mai mici și alți compuși cu sulf.

Cenușa minerală a petrolului conține și o serie de oxizi, cei mai frecvenți fiind cei de Ca, Mg, Al, Ni, Si, V, etc. Există cenușe de petrol ce conțin până la 22% oxid de vanadiu (se folosesc pentru extragerea vanadiului).

Apa sărată este întâlnită la unele petroluri sub formă de emulsie (pentru a separa petrolul, se tratează chimic, mecanic sau electro-chimic).

Resturile de organisme sunt reprezentate prin spori, alge, diatomee, resturi cărbunoase.

Petrolul are densitatea, în mod obișnuit, cuprinsă între 0.75g/cm^3 și 1g/cm^3 . Culoarea poate fi neagră, neagră albastruie, roșie, verde, incolor, etc. Mirosul petrolurilor este dat de compușii ușor volatili. Petrolurile ușor volatile au miros plăcut, eteric sau aromatic, cele greu volatile au miros slab sau greu perceptibil. Titeiurile cu compuși cu sulf au mirosuri grele. Petrolurile sunt optic dextrogire și prezintă luminescență în U.V. Puterea calorică variază între 9000 și 11800 kcal/kg; cele parafinoase au putere calorică mai mare, iar cele naftenice și aromatice mai mică.

Gazele naturale combustibile.

Reprezintă hidrocarburi gazoase ce se pot prezenta în stare gazoasă sau lichidă (datorită presiunii ridicate). Formează fie acumulări aparte, fie în asociație cu petrolul. Principalul gaz natural combustibil este metanul (CH_4), care se prezintă numai în stare gazoasă (gaze uscate) și formează principalele zăcăminte de gaze combustibile. Celelalte gaze din seria parafinică (etan, propan, butan, pentan, etc.) apar în cantități mai mici și, de regulă, în stare lichidă asociate cu petrolul (gaze umede). Butanul și propanul, cunoscute și sub denumirea *aragaz*, au o utilizare casnică.

Gazele combustibile conțin metan în proporție de 50 - 100%. La adâncimi mari, de peste 6000m, singura hidrocarbură care rezistă condițiilor de temperatură și presiune este metanul.

Asfaltul.

Reprezintă un amestec de hidrocarburi grele de petrol oxidat. Pe plan mondial se cunosc mari rezerve de roci asfaltice, în special nisipuri asfaltice. Exploatarea lor nu este posibilă datorită prețului de cost prohibitiv.

Smoala

Este un produs rezultat prin oxidarea și rășinificarea petrolurilor naftenice. Are culoarea neagră.

Parafinele fosile

Sunt produse ale petrolurilor parafinoase, cu aspect păstos sau solid, de culoare brună sau gălbuie (*ozocherita sau ceara de pământ* are culoarea galben verzuie).

Bitumolitele

Sunt sedimente fine, bogate în polibitumene, în principal *kerogen* (materie organică solidă). Încălzite la 450 - 500°C, bitumolitele dau un așa numit *ulei de șist*, care este comparabil cu un petrol bogat în hidrocarburi grele. În trecut mai erau numite "*sisturi bituminoase*" (s-a renunțat deoarece termenul "*șist*" implică metamorfism).

Asfaltoidele

Conțin bitumene cu greutate moleculară foarte mare. Sunt substanțe organice dure, casante și necombustibile.

Geneza petrolului

În privința originii petrolului, în decursul timpului s-au conturat și confruntat două ipoteze: ipoteza originii anorganice și ipoteza originii organice.

Conform primei ipoteze, petrolul s-a format în urma reacțiilor chimice dintre diverși compuși anorganici, în interiorul scoarței. Ipoteza aproape unanim acceptată astăzi este cea a originii organice. Conform acestei ipoteze, petrolul își are originea în materia organică ce provine de la organismele animale și vegetale care au trăit în istoria geologică a Pământului. Materia organică s-a acumulat în mediul marin și foarte puțin în cel continental (resturile organice se descompun rapid în condiții subaeriene). Acumularea și transformarea materiilor organice în hidrocarburi necesită un mediu anaerob (lipsit de oxigen). În procesul de transformare a materiei organice în hidrocarburi, un rol esențial îl dețin bacteriile anaerobe și condițiile geotermice.

V.4. Cărbunii

Cărbunii reprezintă roci sedimentare organogene, caustobiolite, rezultate prin acumularea resturilor vegetale în turbării.

Turba formată în aceste turbării s-a transformat, în decursul timpului geologic și sub influența temperaturii și presiunii în cărbuni. Transformarea materialului organic a constat în îmbogățirea lui treptată în carbon, concomitent cu reducerea conținutului în oxigen, hidrogen și azot.

Principalele substanțe organice din plante care constituie materia primă pentru cărbuni (numite *carboformatori*) sunt *celuloza* și *lignina*. În funcție de pH-ul mediului de acumulare (mlaștină, turbărie), se concentrează fie lignina (pH-ul acid distruge celuloza), fie celuloza (pH-ul bazic distruge lignina).

Procesul de carbonificare a substanței organice (de transformare în cărbune) este foarte complex, distingându-se două etape principale: *turbificarea* și *carbonificarea* propriu-zisă.

Turbificarea este etapa în care are loc acumularea materialului vegetal și transformarea lui în turbă. În această etapă are loc un proces de alterare intensă a materialului vegetal sub influența bacteriilor (aerobe pînă la adîncimea de 0,5m și anaerobe pînă la circa 10m). La adîncimi mari, de peste 10m, activitatea microbiană dispare, producîndu-se condensări primare, reacții de polimerizare și reducere. Viața bacteriană este puternic influențată de pH-ul mediului, descoperirea structurală și chimică a resturilor de plante urmînd căi diferite, funcție de pH-ul mediului. Etapa de turbificare durează pînă ce turba este acoperită de strate minerale (argile, nisipuri, mame, etc.) care determină asecarea mlaștinii și încetarea proceselor biochimice. Turbificarea mai este denumită și *carbonificare biochimică*.

Carbonificarea propriu-zisă este etapa de evoluție a turbei spre stadii superioare de ligniți - cărbuni bruni, huile și antraciți. Mai este denumită și *carbonificare geochimică* (nu mai au loc procese biochimice ci numai procese fizico-chimice). În esență, procesul de carbonificare constă în îmbogățirea rocii în carbon datorită creșterii temperaturii pe măsura creșterii adîncimii de îngropare.

În afară de creșterea temperaturii, maturizarea cărbunilor este influențată și de timp și presiune.

Principalele stadii de carbonificare atinse de cărbuni sunt: cărbune brun – huiă - antracit. Dacă temperatura trece de 200°C, domeniul diagenzei este depășit, roca suferind un metamorfism în care antracitul trece în grafit.

În compoziția unui cărbune se deosebesc componenți macroscopici denumiți *lithotypi* și componenți microscopici denumiți *macerale* și *microlithotypi*.

Lithotypii

Formează lentile sau benzi în stratul de cărbune și se deosebesc după textură, culoare, grad de gelifiere, frecvența resturilor vegetale și după apariția substanțelor minerale. Dintre aceștia menționăm lemnul fosil (*xylain*) și cărbunele lemnos (*xylitic*) din cărbunii inferiori (ligniți), cărbunele lucios (*vitrain*), semilucios (*clarain*), mat (*durain*) și fibros (*fusain*) din cărbunii superiori (cărbune brun, huiă, antracit).

Maceralele

Sunt constituenți microscopici ai cărbunilor (similar cu mineralele din rocile anorganice) alcătuiți din părți de diferite organe sau țesuturi ale plantelor. Proporția și asociația lor determină proprietățile fizice, chimice și tehnologice ale cărbunilor. Sunt sistematizați în grupe de macerale, subgrupe macerale, macerale și tipuri de macerale. Grupele de macerale sunt *huminitul*, *liptinitul* și *inertitul* pentru cărbunii inferiori și *vitritul*, *exinitul* și *inertinitul* pentru cărbunii superiori.

Microlithotypi

Reprezintă asociații de macerale.

Sistematica cărbunilor

Principalele tipuri de cărbuni sunt:

I. Cărbuni humici

L1. Cărbuni inferiori

- a. - turbe;
- b. - cărbuni bruni;

L2. Cărbuni superiori

- a. - cărbuni bruni lucioși;

b. - huile;

c. - antraciți;

II. Cărbuni bituminoși (sapropelici)

III. Cărbuni liptobioliți.

Turbe.

Turba reprezintă un sediment recent al mlaștinilor neaerisite, alcătuit din diferite resturi vegetale supuse transformărilor biochimice și fizice în urma cărora a rezultat o relativă înbogățire în carbon. Condițiile diferite în care se formează turba și natura diversă a materialului vegetal determină o varietate considerabilă a tipurilor de turbă.

Turba matură are o culoare brună, cu numeroase nuanțe spre galben sau negru cenușiu. Are un conținut în carbon de 20 - 50% și o putere calorică de 2000 - 5000 kcal/kg. Conținutul în apă este de 70 - 90%. Uscată în aer, pierde 25 - 30% din apă.

Cărbuni bruni.

Sunt cărbunii care au culoarea brun neagră și urma brun neagră în diverse tonuri. După rang (grad de carbonificare) se împart în ligniți și cărbuni bruni propriu-ziși. Conțin acizi humici (formați prin bioturbifiere), umiditatea totală fiind variabilă (35 - 60% la ligniți, 15 - 25% la cărbunii bruni). Conținutul în carbon și puterea calorică a cărbunilor bruni sunt similare cu cele ale turbei. Ligniții au conținut în carbon mai ridicat (60 - 65%) și putere calorică mai mare (5000 - 6000 kcal/kg).

Huile.

Reprezintă cărbuni cu grad superior de carbonificare. Nu conțin acizi humici (au fost transformați în humine, humite, etc.). Au culoarea neagră strălucitoare și urma neagră intensă. Umiditatea totală este de 2,5 - 3,5%, conținutul în carbon 74 - 80%, în hidrogen de 4,5 - 5,5% și în oxigen de 7 - 8,5%. Puterea calorică este de 5000 - 6000 kcal/kg. Prin caracteristicile lor tehnologice, huilele corespund

rețetei de fabricare a cocsului. Dacă conținutul în cenușă este ridicat, sunt folosite drept combustibili în termocentrale.

Antraciți.

Cel mai înalt grad de carbonificare dintre cărbunii humlici îl prezintă antracitul. Are culoare neagră cenușie, lucu metalic, densitate $1,7\text{g/cm}^3$ și duritatea 3. Substanțele bituminoase sunt în întregime transformate (nu prezintă fluorescență în U.V.).

Antraciții au următoarea compoziție elementară: C = 95%, H = 2,5%, O = 2,5%, N = urme. Proprietățile tehnologice sunt: umiditate totală W t = 2,5%, puterea calorică Q = 8500 - 9000 kcal/kg.

Cărbuni bituminoși (sapropelici).

Provin dintr-un mîl organic detritic depus în ape stagnante deficitare în oxigen și format pe seama planctonului (alge, bacterii) și detritusului vegetal al plantelor subacvatice. În timpul diagenezei precoce, grăsimile și proteinele din mîlul sapropelic se păstrează, în timp ce celuloza este descompusă anaerob în CO_2 , CH_4 , etc. În zăcămînt, cărbunii sapropelici sunt situați imediat sub acoperișul stratului de cărbune, formînd tranziția la sedimentele anorganice. Mîlul cu proprietăți curative din lacul Techirghiol este un mîl sapropelic.

Cărbuni liptobioliți.

Se mai numesc, simplu, liptobioliți. Sunt alcătuiți numai din părți rezistente de vegetale (rășini, cuticule, țesuturi de plută, poleno-spори, etc.) ce se caracterizează printr-un conținut ridicat de hidrogen și materii volatile. Au o răspîndire foarte restrînsă în natură. După natura materialului primar predominant, liptobioliții sunt împărțiți în mai multe grupe: liptobioliții din poleno-spори, liptobioliții din cuticule, liptobioliții rășinoși, etc.

VI. PROCESE ȘI ROCI METAMORFICE

VI.1. Procese metamorfice

1. Metamorfismul

Metamorfismul este procesul de schimbare mineralogică și structurală a rocilor în starea lor solidă, ca efect al unor condiții fizico-chimice diferite de cele care caracterizează procesele exogene (sedimentare) și magmatice. Prin metamorfism se formează o categorie de roci numite metamorfice, care se deosebesc de rocile magmatice și sedimentare prin câteva particularități mineralogice și structurale. Dintre particularitățile mineralogice menționăm absența sau slaba manifestare a zonalității chimice în cristalele mineralelor mixte (plagioclaz, hornblendă, etc.) și prezența unor asociații minerale specifice rocilor metamorfice: mice+cuarț+disten, mice+cuarț+granat, etc. Menționăm că mineralele cuarț, mice, disten pot să apară și în roci sedimentare dar fără a forma o asociație care să definească roca respectivă, apărând și multe alte minerale (feldspați, minerale grele, minerale argiloase, etc.). Dintre particularitățile structurale menționăm șistozitatea (orientarea preferențială a mineralelor prismatice, tabulare, foioase în lungul unor plane).

Principalii factori care generează metamorfismul sunt temperatura și presiunea. Limitele intervalului de temperatură în care se desfășoară metamorfismul sunt date de limitele diagenzei ca proces exogen și a anatexiei (topirii) ca proces magmatic. Astfel, limita inferioară a metamorfismului se situează undeva între 150 și 200°C (funcție de chimismul rocilor, presiune, etc.). Limita superioară este de circa 650°C, temperatură peste care, în majoritatea cazurilor, are loc procesul de anatexie. În unele cazuri particulare, ca de exemplu la rocile monominerale (gresii cuarțoase, dunit), temperatura metamorfismului poate atinge valori mult mai ridicate, de 1000 - 1100°C, fără a se intra în domeniul magmatic.

Ridicarea temperaturii rocilor se poate datora fie intruziilor magmatice, fie afundării rocilor în zonele profunde (uneori însoțită de creșterea fluxului caloric vertical).

Presiunea este al doilea factor care exercită o influență directă asupra transformării și adaptării rocilor. Trebuie să se rețină faptul că metamorfismul poate avea loc și în absența presiunii; prin absența presiunii nu trebuie să se înțeleagă că valoarea acesteia ar fi egală cu valoarea presiunii de la suprafața scoaței (1atm.). Presiunea poate atinge valori de zeci și sute de atmosfere dar aceste valori sunt nesemnificative față de valorile de mii și zeci de mii de atmosfere ale presiunii ca factor efectiv al metamorfismului.

În cazul presiunii se distinge, pe de o parte, presiunea litostatică care acționează uniform în toate direcțiile și este foarte puternică și dominantă la adâncimi din ce în ce mai mari, iar pe de altă parte presiunea orientată sau stressul care acționează numai într-o singură direcție (șistozitatea este unul dintre efectele acestei presiuni).

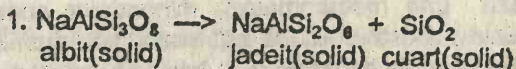
În majoritatea rocilor supuse metamorfismului, mai ales în cele sedimentare, există o fază fluidă care, la temperaturile relativ mari din timpul metamorfismului, se găsește în stare gazoasă sau supracritică. Presiunea parțială a componentilor fazei fluide poate influența transformările metamorfice. Astfel, presiunea parțială a apei controlează reacțiile de hidratare sau de deshidratare a mineralelor (creșterea presiunii favorizează hidratarea și invers) iar presiunile parțiale ale O_2 și H_2 sunt esențiale în dirijarea reacțiilor de oxidare - reducere.

În timpul metamorfismului au loc procese elementare fizico-chimice de transformare a rocilor și mineralelor. De regulă, procesele metamorfice sunt complexe, desfășurându-se simultan două sau mai multe procese elementare. Procesele elementare pot fi procese care nu schimbă compoziția minerală a rocilor ci numai structura și textura lor (deformarea, recristalizarea izofazică, etc.) și procese în decursul cărora are loc o schimbare calitativă a fazelor minerale fie prin transformări polimorfe, fie prin reacții chimice. Acestea sunt denumite procese alofazice și reprezintă procese de mineralogeneză ale metamorfismului.

Dintre procesele alofazice menționăm:

1. Reacțiile minerale de tip solid $\rightarrow$ solid;
2. Reacțiile chimice de tip solid $\rightarrow$ solid + fluid:

Exemple:



2. - deshidratări (hidratări) și decarbonatizări (carbonatizări).

Cele mai importante procese complexe care au loc în timpul metamorfismului sunt blasteza sincinematică, metasomatoza metamorfică și diferențierea metamorfică.

1.a. Blasteza.

Reprezintă fenomenul de creștere a cristalelor în stare solidă fie ca urmare a recristalizării izofazice, fie ca urmare a reacțiilor metamorfice. Cristalele rezultate prin acest proces se numesc *cristaloblaste*. Prin modificarea temperaturii (în sensul creșterii) unui mineral, vibrațiile unora dintre constituenții rețelei cristaline devin atât de ample încât aceștia scapă acțiunii particulelor învecinate și se grupează într-o nouă rețea care este stabilă în noile condiții, reprezentând de fapt un cristal embrionar. Această nouă rețea va capta treptat ionii din cristalele vecine, producându-se creșterea cristalului embrionar pe seama cristalelor vecine care, încetul cu încetul, se micșorează și dispar, substanța lor reorganizându-se prin creșterea noilor cristale. Dacă roca inițială este alcătuită din substanțe capabile să intre în reacție pentru a forma minerale stabile în noile condiții, acestea vor crește fiind alimentate prin difuzia ionilor din mineralele învecinate.

Dacă blasteza are loc în lipsa unui proces de deformare (determinat de stress), atunci este numită statică și poate reprezenta fie un proces elementar (recristalizare sau reacții chimice), fie un proces complex (recristalizare și reacții chimice).

Dacă în timpul blastezei are loc și un proces de deformare, atunci este denumită sincinematică și reprezintă un proces metamorfic complex.

1.b. Metasomatoza metamorfică.

Este procesul de înlocuire a unei roci solide de către alta, cu chimism total sau parțial diferit. Această schimbare a chimismului rocii

se realizează prin metasomatoza mineralelor componente, adică înlocuirea unui mineral solid de către altul, cu chimism diferit, și în timpul blastezii unele minerale sunt înlocuite cu altele, de regulă cu chimism diferit, dar roca în ansamblu nu-și modifică chimismul. Prin definiție, metasomatoza implică o circulație de substanță în roca solidă care se desfășoară în două sensuri: un aport de substanță care contribuie la edificarea noulor minerale și o eliminare totală sau parțială a substanței din mineralele înlocuite. Acest lucru se poate realiza fie direct, prin difuzia ionilor sau moleculelor în rețelele mineralelor, fie prin intermediul unei faze fluide.

Majoritatea cercetătorilor acordă importanță petrogenetică numai metasomatismului mediat de o fază lichidă (difuzia ionică pe distanțe mari nu este certă deoarece viteza de difuzie este extrem de mică).

Principalele procese metasomatice sunt:

- metasomatoza alcalină (formarea feldspaților alcalini, a feldspatoizilor, etc.);
- metasomatoza fero-magneziană (formarea unor silicați fero-magnezieni cum ar fi hedembergitul, andraditul, etc.);
- metasomatoza calcică (formarea silicaților calcici- diopsid, grossular, etc.);
- metasomatoza carbonatică (pătrunderea în roci a CO_2 , care va determina formarea carbonaților pe seama silicaților).

Metasomatoza poate fi de contact (are loc în aureole de contact ale corpurilor magmatice plutonice) sau regională (se desfășoară pe distanțe mari, fără o legătură sesizabilă cu corpuri magmatice).

1.c. Diferențierea metamorfică.

Reprezintă procesul de segregare (separare) parțială sau totală a constituenților minerali. Cazul extrem al segregării este atunci când dintr-o rocă omogenă, poliminerală, rezultă roci monominerale cu chimism foarte diferit. De exemplu gabbrourele formate din plagioclaz și piroxen, prin diferențiere metamorfică trec, în anumite situații, într-un amfibolit format din benzi de piroxen ce alternează cu benzi de plagioclaz (textură rubanată). Dacă grosimea acestor benzi este de ordinul decimetrilor sau metrilor, se poate afirma că au rezultat două

roci diferite. Diferențierea metamorfică se desfășoară, de regulă, după principiul metasomatozei însă fără aport sau eliminare de substanță din sistem ci doar o schimbare a poziției componentelor minerali.

2. Tipuri de metamorfism

Există mai multe clasificări ale metamorfismului bazate pe diverse criterii. Vom menționa doar tipurile de metamorfism separate pe criteriul factorului (fizic) dominant, tipuri separate după bilanțul substanței și tipuri separate după gradul de metamorfism.

a) *Tipurile separate pe criteriul factorului dominant* sunt metamorfismul termic, dinamic, dinamo-termic și de sarcină.

Metamorfismul termic este determinat aproape exclusiv de creșterea temperaturii. Blasteza este statică și rolul hotărâtor îl au reacțiile chimice dintre minerale. Rocile metamorfice rezultate, în mod obișnuit, nu sunt șistoase.

Metamorfismul dinamic este produs de acțiunea stressului asupra rocilor. Reacțiile chimice dintre minerale practic lipsesc, procesul fiind dominat de deformări plastice și rupturale ale cristalelor.

Metamorfismul dinamo-termic este determinat de acțiunea simultană a temperaturii și stressului (cu sau fără creșterea presiunii litostatice). Blasteza are caracter sincinematic, fiind modificate atât compoziția mineralogică cât și structura. Cristalele prezintă, de regulă, orientare preferențială (structuri șistoase) iar diferențierea metamorfică este accentuată.

Metamorfismul de sarcină (de îngropare) este cauzat de creșterea accentuată a presiunii litostatice (de sarcină) și o ușoară creștere a temperaturii. Stressul lipsește, procesele metamorfice fiind dominate de blasteza statică.

b) *Tipurile de metamorfism separate după bilanțul substanței* sunt metamorfismul izochimic și allochimic.

Metamorfismul allochimic (metasomatic) se desfășoară în sistem deschis, chimismul rocii modificându-se parțial (pentru anumite elemente) sau total. Procesele metamorfice sunt dominate de

metasomatoză și de aceea mai este numit și *metamorfism metasomatic*.

c) *Tipurile separate după gradul de metamorfism* sunt metamorfismul de grad foarte scăzut sau anchi-metamorfismul (face tranziția de la diagenază la metamorfismul propriu-zis), metamorfismul de grad scăzut, de grad mediu, de grad înalt și ultrametamorfismul (ultimul tip se desfășoară simultan cu anatexia).

d) *După condiția geologică* se separă metamorfismul de contact și metamorfismul regional.

Metamorfismul de contact se desfășoară în jurul corpurilor magmatice, fiind determinat, de regulă, numai de creșterea temperaturii (metamorfism termic). Există și situații când, alături de creșterea temperaturii, intervine și un proces metasomatic. Spațiul din jurul corpului magmatic afectat de metamorfism se numește *aureolă de contact*.

Metamorfismul regional afectează spații imense și poate fi dinamo-termic (rocile au o șistozitate și un grad avansat de diferențiere metamorfică) sau de sarcină (de îngropare).

3. Faciesuri, grade și zone de metamorfism

În anumite condiții de temperatură și presiune pot fi stabile mai multe asociații de minerale, numite parageneze și care diferă unele de altele prin chimism. Totalitatea paragenazelor metamorfice care au același domeniu termo-baric de stabilitate constituie un facies metamorfic. De-a lungul timpului, diverși autori au separat mai multe tipuri de faciesuri dintre care menționăm doar trei: faciesul șisturilor verzi, faciesul amfibolitelor și faciesul granulitelor.

Faciesul șisturilor verzi reprezintă totalitatea paragenazelor care au același domeniu termo-baric de stabilitate cu parageneza de referință *albit + epidot +/- actinot*, specifică rocilor metamorfice denumite șisturi verzi.

Faciesul amfibolitelor este definit de totalitatea paragenazelor care au același domeniu de stabilitate cu parageneza de referință *hornblendă + plagioclaz*, specifică rocilor metamorfice numite amfibolite. Alte parageneze aparținând acestui facies sunt

cuarț + mîce + almandin (în mîcașisturi) și *plagioclaz + cuarț + biotit* (în gnaise).

Faciesul granulitelor reprezintă totalitatea paragenazelor care au același domeniu termo-baric de stabilitate cu parageneza *feldspat (alcalin sau plagioclaz) + piroxen + granat*, specifică granulitelor.

Pentru a desemna un anumit interval termo-baric din timpul metamorfismului, se utilizează noțiunea de grad de metamorfism. Acesta este indicat de domeniul termo-baric al faciesului deoarece paragenzele sunt cele care desemnează limitele intervalelor de temperatură și presiune între care se formează prin procese metamorfice sau sunt stabile. Condițiile termo-barice ale faciesurilor și gradelor de metamorfism sunt redată în figura 14.

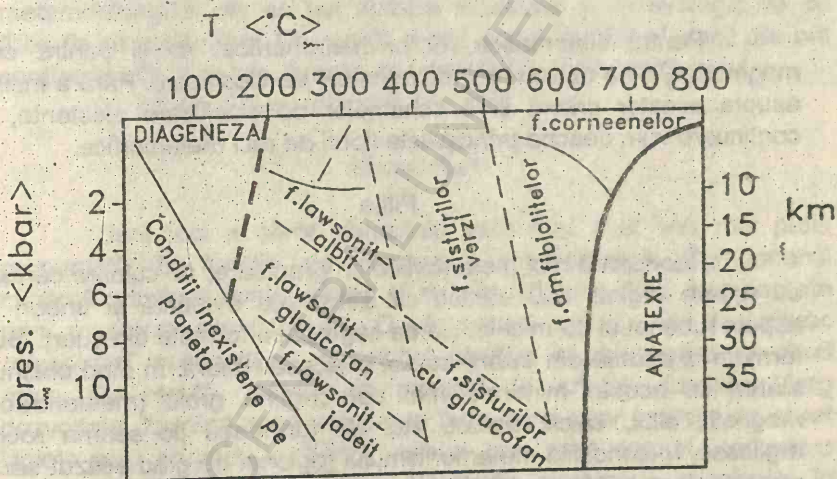


Fig. 14. Condițiile P, T, ale faciesurilor metamorfice (după Winkler).

Fiecărui grad de metamorfism îi corespunde un anumit interval termic sau termo-baric. Condițiilor fizice corespunzătoare acestui interval le corespunde un anumit spațiu geologic numit zonă de metamorfism. Au fost separate trei zone de metamorfism, plecînd de la suprafață spre adîncime:

- *epizona*, cu valori ale temperaturii și presiunii litostatice mici, dar stress foarte puternic; se formează clorit, epidot, talc, muscovit;

- *mezozona*, cu valori T și P_{lito} moderate și stress puternic; apar biotit, amfibolii, granați, disten, etc.;

- *catazona*, în care valorile T și P_{lito} sunt ridicate iar stressul este absent; se formează încă plagioclaz, hornblendă și apar piroxenii, granați, sillimanit.

Această concepție, a zonelor de metamorfism, are un mare neajuns - exagerează importanța adâncimii care nu este un factor care controlează în mod absolut valorile temperaturii și presiunii.

VI.2. Roci metamorfice

Pentru sistematica rocilor metamorfice, ca și pentru cele magmatice, s-au utilizat mai multe criterii de clasificare. Fără a insista asupra acestor criterii și a schemelor de clasificare existente, în continuare vom descrie principalele tipuri de roci metamorfice.

Filite

Reprezintă roci metamorfice fin granulare, de culoare cenușie cu reflexe argintii sau verzui, cu șistozitate evidentă și uneori cu aspect rubanat și cu mici lentile de segregatie formate din cuarț. Sunt formate în esență din *cuarț*, *sericit* și adesea *clorit* în mod obișnuit, alături de aceste minerale mai pot conține grafit (mataantracit), magnetit, albit, calcit, epidot, etc. Se formează pe seama rocilor argiloase, în condițiile metamorfismului regional de grad scăzut sau a metamorfismului de contact, în zona de la corneene la roci argiloase (în acest caz sunt numite șisturi pătate).

Șisturi verzi

Roci cu șistozitate evidentă, formate în principal din *albit* și unul sau mai multe minerale verzi (de la care provine denumirea rocii). Mineralele verzi sunt reprezentate prin *clorit*, *epidot* și *actinot*. În

afara acestor minerale, șisturile verzi mai pot conține în cantități subordonate calcit, sericit, cuarț, sfen, magnetit, etc.

Șisturile verzi apar în ariile metamorfismului regional de grad scăzut și se formează pe seama rocilor vulcanice bazice (tufuri, tufite). Se mai pot forma și prin retromorfismul unor roci metamorfice de grad mediu cum sunt amfibolitele sau gnaișele plagioclazice. Prin retromorfism se înțelege adaptarea metamorfică a rocilor formate prin metamorfism de grad înalt datorită unui metamorfism ulterior, de grad mai scăzut (se mai numește metamorfism regresiv sau diaforeză).

Șisturi cuarțito-sericitice și sericito-cloritice

Sunt rocile cele mai frecvent întâlnite în ariile metamorfismului de grad scăzut (faciesul șisturilor verzi). În funcție de intensitatea metamorfismului, ele se pot apropia structural și mineralogic fie de filite, fie de micașisturi. De regulă conțin *cuarț, sericit și clorit*, dar pot conține și alte minerale, funcție de intensitatea metamorfismului.

Nu conțin disten, sillimanit, staurolit.

Micașisturi

Sunt roci a căror șistozitate este mai mult sau mai puțin pronunțată, în funcție de compoziția mineralogică. Componentii minerali principali sunt *cuarțul și miclele*, ultimele fiind reprezentate prin muscovit și/sau biotit. După natura miclei, se deosebesc *micașisturi muscovitice, micașisturi biotitice și micașisturi cu două micle*. De regulă, miclele se prezintă în cristale lamelare larg dezvoltate, formînd zone compacte între care apar granule de cuarț izolate sau grupate în benzi, cuiburi sau mici corpuri lenticulare alungite în direcția șistuozității. Alături de mineralele principale, în micașisturi apar și alte minerale, uneori în cantități mari, cum ar fi: granat, andaluzit, disten, sillimanit, staurolit, etc. Prezența modifațiilor alumosilicatului Al_2SiO_5 permit precizarea domeniului termo-baric în care s-a format roca. De exemplu, la adîncimi ce depășesc 20km ($P > 8\text{kb}$) unica modifație polimorfă posibilă este distenul.

Micașisturile au o compoziție chimică apropiată de cea a rocilor argiloase, de aceea se consideră că s-au format pe seama

acestora prin metamorfism de grad mediu sau înalt, fie direct, fie prin intermediul filitelor.

Gnaise

Sunt roci metamorfice cuarțo-feldspatice cu granulație medie sau grosieră. Constituenții minerali principali sunt *feldspații*, *cuarțul* și *micele* (în speță biotit). În funcție de natura feldspatului, se deosebesc *gnaise plagioclazice* și *gnaise ortoclazice*. Plagioclazul este reprezentat prin oligoclaz și mai rar prin andezin. Pot conține și numeroase alte minerale: almandin, disten, staurolit, cordierit, sillimanit, hornblendă, etc.

Almandinul, distenul, andaluzitul și staurolitul prezintă deseori dezvoltare porfiroblastică (cristale larg dezvoltate, formate prin blasteză). Gnaisele se găsesc în ariile metamorfismului regional de grad mediu și înalt, asociate în special cu micașturi și amfibolite. Uneori, datorită diferențierii metamorfice, prezintă textură rubanată. Când diferențierea este deosebit de intensă rezultă un edificiu petrografic mult mai complex, roca numindu-se migmatit.

Gnaisele se pot forma fie pe seama rocilor sedimentare de tipul arcozelor (în acest caz poartă denumirea genetică de *paragnaise*), fie pe seama unor roci magmatice de tipul granitoidelor și rocilor vulcanice acide (numindu-se *ortognaise*).

Gnaisele ortoclazice se mai pot forma și prin metasomatismul potasic regional al șisturilor cristaline preexistente, dar lipsite de feldspat potasic.

Amfibolite

Sunt numite amfibolite rocile metamorfice mai mult sau mai puțin șistoase formate în principal din *hornblendă comună* și *plagioclaz* (sau albit cu $An < 5\%$). Au culoare neagră verzule sau cenușie închisă și granulație medie sau mare. Sunt masive, compacte, iar șistozitatea este dată de orientarea liniară (după o direcție) sau planară (după două direcții) a mineralelor. Prezintă frecvent aspecte rubanate. În cantități mai reduse mai pot conține almandin, biotit, cuarț, epidot, diopsid, sfen, etc.

Amfibolitele albitice (conțin albit și epidot) se formează într-un domeniu termo-baric intermediar între cel caracteristic faciesului șisturilor verzi și cel al faciesului amfibolitelor (unii autori separă chiar un facies aparte - faciesul amfibolitelor cu albit și epidot). Amfibolitele pot proveni din roci magmatice bazice sau neutre și tufurile lor (*ortoamfibolite*) sau din roci sedimentare de tipul marnelor (*paraamfibolite*). Se formează prin metamorfism regional de grad mediu și ridicat.

Granulite

Sunt roci formate prin metamorfismul regional de grad foarte înalt (faciesul granulitic). Sunt masive sau slab șistoase, formate din *feldspați*, *piroxeni*, *granat* și uneori *cuarț*. Mineralele hidroxilate și hidratate lipsesc (în unele granulite poate apărea hornblenda - începutul faciesului granulitic). După natura feldpatului se separă două varietăți:

- *granulite alcali-feldspatice*, alcătuite din cuarț, ortoză, pertitică, granat, disten și frecvent hipersten;
- *granulite plagioclazice*, formate în principal din plagioclaz (neutru sau bazic), hipersten (uneori și diopsid) și granat.

Granulitele datorită masivității lor se pot confunda cu rocile plutonice feldspatice (granitoide, gabbrouri, diorite piroxenice, etc.). Se formează fie pe seama rocilor sedimentare pelitice (granulitele alcali-feldspatice), fie pe seama rocilor magmatice bazice sau a marnelor (granulitele plagioclazice).

Eclogite

Sunt alcătuite din *piroxen verde* - *omfacitul* - și *granat roșu*. Omfacitul este un piroxen mixt, alcătuit din Jadeit ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$), diopsid și în cantitate mai mică egirin. Granatul este de asemenea mixt, fiind format din pirop (predominant), almandin și grossular. Eclogitele sunt roci masive, lipsite de șistozitate, asemănătoare cu rocile plutonice. Geneza lor este incertă. Se presupune că unele granulite reprezintă roci magmatice ultrabazice (xenolite din mantaua superioară) iar altele roci metamorfice formate prin metamorfism de grad deosebit de înalt (temperaturi de 700 - 800°C și presiuni de peste 15 kb).

Eclogite au fost întâlnite ca benzi sau lentile în complexe metamorfice, ca noduli în bazalte, ca benzi în dunita și peridotite, etc.

Cuarțite

Sunt roci formate aproape în totalitate din cuarț (peste 80%). Se formează atât în ariile metamorfismului regional de diferite grade (în acest caz prezintă șistozitate și sunt numite cuarțite șistoase) cât și prin metamorfism de contact (sunt masive, fără șistozitate). În cuarțite se mai pot întâlni toate celelalte minerale existente în șisturile cristaline (excepție granulitele și eclogitele). Provin din gresii cuarțoase.

Calcare cristaline (marmură)

Sunt alcătuite aproape exclusiv din carbonați: calcit și/sau dolomit. Au culori diverse și se formează fie prin metamorfism regional (marmure șistoase), fie prin metamorfism de contact. Provin din calcare sau dolomite.

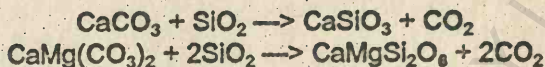
Corneene

Acest termen se referă la toate rocile metamorfice neorientate (masive), rezultate prin blastază statică. Deși se pot forma prin metamorfism de diverse tipuri, termenul "corneană" este folosit de majoritatea autorilor pentru a desemna doar rocile formate prin metamorfism de contact. Corneenele sunt extrem de diferite sub aspectul compoziției mineralogice. Dintre numeroasele tipuri petrografice menționăm: *corneene albit-epidotice*, *corneene cuarțofeldspatice*, *corneene amfibolice (plagioclaz + hornblendă)*, *corneene piroxenice (hipersten sau diopsid și plagioclaz)*, *corneene andaluzitice (andaluzitul fiind mineralul principal)*, etc.

Skarnul

Este o rocă metamorfică masivă, în alcătuirea căreia intră ca mineral principal unul sau mai mulți silicați calcici: *wollastonit* (CaSiO_3), *piroxen calcic (seria diopsid - hedenbergit)*, *granat calcic*

(*grossular*). Mai pot conține calcit, plagioclaz, vezuvian, cuarț, etc. Skarnul este un tip petrografic cu denumire consacrată și se formează prin metamorfism de contact, la contactul dintre calcare și corpurile magmatice. Metamorfismul poate fi metasomatic (allochimic), substanța adusă în sistem fiind, în principal, SiO_2 . În urma reacției dintre mineralele carbonatice (calcit și/sau dolomit) și SiO_2 se formează silicați calcici:



Skarnele se pot forma și prin metamorfism izochimic dacă calcarele conțin impurități de SiO_2 (exemplu calcare cu accidente silicioase).

Tiparul executat la
Centrul de multiplicare al
Editurii Universității «Al. I. Cuza»

Sr. Păcurari nr. 9, Iași - 6600

Format: 61x86/16
Coli tipo: 9
Apărut: 1995
Comanda: 180



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.430 lei